

Д22
П165 од

Б. П. ПАНОВ

ПН ДОМ НЕ ВЫДАЕТСЯ
ЧИТ. ЗАЛ
ГПНТБ СССР

ЗИМНИЙ РЕЖИМ РЕК СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1960

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Б. П. ПАНОВ

ЗИМНИЙ РЕЖИМ РЕК СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1960

ГОС. ПУБЛИЧНАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА СССР

2507 $\frac{3}{60}$

$\frac{111}{18496}$

Панов Борис Павлович
Зимний режим рек СССР

Редактор Н. И. Бусоргина
Переплёт Л. А. Серышева

Художественный редактор А. Г. Малахов

Техн. редактор С. Д. Водолагина

Корректор И. П. Логачева

Сдано в набор 22 X 1959 г. М-20520. Подписано к печати 8 I 1960 г.

Уч. изд. л. 16,23. Печ. л. 15. Бум. л. 7,5. Формат бум. 60X92 $\frac{1}{16}$.

Тираж 1500 экз. Заказ 1145. Цена 12 р. 85 к.

Типография ЛОЛГУ. Ленинград, Университетская наб. 7/9.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Режим рек в зимний сезон имеет специфический характер, связанный с переходом части, а в некоторых случаях и всех русловых масс воды из жидкой фазы в твердую.

Формы и продолжительность существования, таяние и разрушения ледяного покрова в сочетании с изменениями уровней, расходов воды и тепловых запасов представляют сложный комплекс явлений, резко выделяющих зимний сезон среди остальных сезонов года.

Коренные изменения, происходящие в это время с водными объектами, не могли не учитываться в хозяйственной деятельности человека. Поэтому особенности их издавна изучались.

Наша страна была первой как в организации систематического изучения зимнего режима рек, так и в научных теоретических исследованиях.

Еще в прошлом столетии в трудах К. С. Веселовского, затем М. А. Рыкачева были даны сводки сведений по вскрытию и замерзанию рек с глубоким анализом закономерностей изменений этих явлений по территории и во времени. В начале текущего столетия в трудах В. Б. Шостаковича, В. М. Лохтина, М. Ф. Ционглинского, Е. В. Близняка были разработаны теоретические основы заторообразования, формирования внутриводного льда, процессов вскрытия рек, в которых получили дальнейшее развитие взгляды М. А. Рыкачева.

Но до Октябрьской революции интерес к зимнему состоянию рек проявлялся почти исключительно с точки зрения их использования в качестве водных путей, что соответственно сужало и состав исследований, ограничивая их преимущественно вопросами о сроках появления и исчезновения ледовых образований.

Отдельные исследования, касавшиеся зажоров, формирования внутриводного льда и т. д., в своей основе были также

связаны с транспортными целями и в редких случаях с водоснабжением.

С началом перестройки нашего хозяйства в плановое, социалистическое, с развитием водохозяйственного строительства резко увеличилась потребность в использовании речных вод в зимний сезон. Именно поэтому изучение зимнего режима рек приняло широкий, комплексный характер.

Классическим примером такого рода исследования явились работы, проведенные на базе изысканий для первенца гидростроительства нашей страны — Волховской ГЭС, материалы которых послужили не только для удовлетворения технических запросов, но и были использованы для ряда теоретических выводов.

В начале 40-х годов был опубликован ряд капитальных трудов, посвященных зимнему режиму рек. К ним относятся работы В. Я. Альберга, разработавшего гипотезу образования внутриводного льда, Б. П. Вейнберга, осветившего ледообразование и лед главным образом с физической точки зрения, Ф. И. Быдина, составившего сводную работу по зимнему режиму рек с расчетно-инженерной направленностью, Л. К. Давыдова, давшего основные положения о генезисе вскрытия рек, и т. д.

В период Великой Отечественной войны исследования носили преимущественно прикладной характер, как, например, исследование Б. В. Проскурякова о методах расчета ледовых переправ, Г. Р. Брегмана о методах прогнозов вскрытия рек и т. п.

В послевоенный период вышел целый ряд работ, отражавших требования со стороны народного хозяйства к расчетам и предвычислениям процессов ледообразования, широко развернутых Государственным гидрологическим институтом и Центральным институтом прогнозов.

Однако все эти работы относительно мало использовали обширный материал стационарных исследований на сети станций Гидрометслужбы СССР, и вопросы изменений гидрологических характеристик зимнего сезона как по территории, так и во времени оказались слабо освещенными.

В связи с этим настоящая работа посвящена анализу особенностей режима рек в зимний сезон и их связей с формирующими факторами и с учетом гидрографических характеристик водных объектов и их географического положения.

ГЛАВА I

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ЗИМНИЙ СЕЗОН» И КЛАССИФИКАЦИЯ РЕК ПО ЗИМНЕМУ РЕЖИМУ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ЗИМНИЙ СЕЗОН»

Деление гидрологического года на сезоны достаточно прочно вошло в практику гидрологии, однако до сего времени нет еще единых взглядов по этому вопросу.

Ряд авторов [1, 2] за начало и конец зимнего сезона принимает даты перехода температур воздуха через определенное их значение, что не соответствует фактическим срокам сезонных изменений режимного состояния рек.

Ф. И. Быдин [3] начало зимнего сезона определяет с момента появления ледохода, а конец — с момента очищения реки от льда.

Г. И. Швец [2] подходит к этому вопросу на основе учета физико-географических и климатических факторов, а также условий питания рек и режима расходов воды. За начало зимнего сезона он принимает дату появления льда на реке, удерживающегося не менее 15 дней. При временных очищениях реки на период более 5 дней начало сезона считается от даты возобновления ледяных образований, а конец определяется началом очевидного весеннего повышения расходов воды, вне зависимости от наличия ледяного покрова.

Как видим, начало зимнего сезона Г. И. Швец определяет по одному критерию, а конец — по другому, что представляется нелогичным.

А. В. Огиевский [4] за критерий для определения зимнего сезона принимает наличие ледяного покрова.

Приведенный далеко не полный перечень принимаемых различными авторами определений начала и конца зимнего сезона показывает неидентичность в подходе к понятию зимнего сезона, что является следствием недоучета ими многообразия зимнего режима рек в различных климатических и физико-географических условиях.

Если для районов северной полосы зимний период для реки связывается с наличием ледяного покрова, то для рек юго-за-

падных и южных районов этот фактор не является доминирующим и обязательным. На южных окраинах СССР холодный период года для рек характеризуется только иными соотношениями элементов водного баланса по сравнению с теплым периодом, т. е. зимнего сезона в обычном понимании здесь нет. Кроме того, следует отметить, что даже внутри районов с выраженным ледоставом режимные характеристики рек в зимний сезон весьма различны. Во многих местах, как, например, в Литовской ССР, Закарпатской Украине и т. д., ледяной покров на реках неустойчив и не является наиболее характерной чертой режима; в этих местностях, пожалуй, более типичными оказываются зимние паводки.

Таким образом, зимний сезон на реках следует рассматривать как их режимное состояние, свойственное холодной части года, неодинаковое для различных районов. Поэтому и критерии определения зимнего сезона для каждого климатического района могут быть различными.

В частности, предлагаемый Ф. И. Быдиным и А. В. Огиевским критерий (наличие ледовых образований) наиболее применим для северных и северо-восточных районов СССР с устойчивыми отрицательными температурами зимой.

Определения Г. И. Швеца отвечают условиям юго-западных и западных районов ЕТС, где осенью переход от положительных температур воздуха к отрицательным происходит с неоднократными возвратами тепла, прерывающими иногда надолго процессы ледообразования.

В этих районах связывать начало зимнего сезона с определенным значением температур воздуха особенно сложно и, наоборот, достаточно просто в Восточной Сибири, отличающейся резким их понижением при переходе от осеннего к зимнему состоянию погодных условий.

При назначении конца зимнего сезона для южных рек с тепловым типом вскрытия можно рекомендовать руководствоваться ледовым режимом — вскрытием реки, а для северных, во вскрытии которых преобладает механический фактор, уровнем режимом — началом интенсивного подъема вод.

Отмеченное многообразие проявления форм зимнего сезона на реках в различных климатических и физико-географических условиях превращает вопрос о назначении сроков его начала и конца в вопрос об установлении типов зимнего режима рек на территории СССР.

КЛАССИФИКАЦИЯ РЕК ПО ЗИМНЕМУ РЕЖИМУ

Классификации рек по особенностям режима были разработаны М. И. Львовичем [5], Л. М. Ковалевым [6], А. А. Соколовым [7], А. Г. Прониным [8] и Н. Г. Конкиной [9].

М. И. Львович разработал классификацию на основе учета

продолжительности периода ледостава и наличия наледей, т. е. по признакам ледового режима, что недостаточно для всеобъемлющей характеристики условий зимнего сезона.

В схеме Л. М. Ковалева не учитываются климатические факторы, условия питания рек в зимний сезон, гидрографические особенности и поэтому она не отражает с достаточной ясностью характера зимнего сезона на реках, протекающих в различных районах СССР.

Кроме того, в обосновании выделенного им третьего типа рек за основной критерий принимается повышение уровней во второй половине зимы под влиянием статического давления льда, что не соответствует природным условиям.

Так, например, на р. Унже, которая им принята в качестве образца этого типа рек, за 1946 г. с 20 января по 31 марта изменения уровней, толщины льда и снега были следующими: у г. Кологрива уровни повысились на 1 см, приращение толщины льда произошло на 7 см, снега на 10 см; у г. Макарьева уровни повысились на 9 см, толщина льда увеличилась на 10 см, снега на 13 см.

Поскольку приращение толщины ледяного покрова в обоих створах почти одно и то же, а изменение уровней оказывается различным (как это наблюдается и по другим рекам), то приведенные данные не согласуются с объяснением автора рассматриваемой классификации.

Во второй половине зимы обычно нарастание толщины ледяного покрова происходит замедленно и в средней полосе уже в марте сменяется стаиванием снизу.

Происходящее иногда увеличение толщины льда в самом конце зимы является следствием образования налуда от подтаивания снежного покрова на льду, что не может вызвать повышения статического его давления на воду.

Так как в этот период сезона питающие реку запасы грунтовых вод тоже не могут вызвать повышения уровней, то был произведен ориентировочный подсчет объема стока воды от подтаивания льда снизу на примере р. Унжи.

Можно предполагать, что колебания уровней на реках в это время года обуславливаются главным образом изменением водоносности, если не рассматривать рек перемерзающих, наледных и т. д. Грунтовый сток в этот период года более или менее равномерно уменьшается, что внешне и проявляется в виде снижения уровней.

В табл. 1 приведены сведения о длине гидрографической системы р. Унжи, полученные по карте поверхностных вод Европейской части СССР масштаба 1 : 1 000 000. Данные таблицы соответствуют и данным Гидрологического ежегодника и карте густоты речной сети Б. П. Панова [10].

По этой таблице площадь ледяного покрова р. Унжи и ее системы $17,496 \cdot 10^6$ м². Если принять, что снизу стаивает 30% ледяного покрова, а его толщина на этой реке около 50 см, то

Длина р. Унжи и ее притоков и площадь ледяного покрова

	Класс притоков					
	I	II	III	IV	V	VI
Количество притоков	350	116	20	4	2	1
Суммарная длина (км)	836	668	469	185	174	170
То же с поправкой на коэффициент извилистости	1112	868	610	240	226	221
Средняя длина (км)	3,18	7,48	30,5	50	112	—
Густота речной сети (км/км ²)	—	—	—	—	—	—
Ширина русла по кривой зависимости ширины реки от ее длины (м)	0,75	3,0	12,5	24	47	82,5
Средняя ширина русла (м)	0,375	1,5	6,25	12,0	23,5	41,45
Площадь поверхности (м ² × 10 ³)	304	1002	2930	2220	4020	7020
						17 496
						493
						2522
						3277
						6,65
						0,33
						—
						—

Примечание. Коэффициент извилистости равен 1,3.

получим при указанной площади льда всей гидрографической системы в пересчете на воду объем стока, равный $2,51 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Такой объем стока обеспечивает за март средний расход в $1 \text{ м}^3/\text{сек}$. По зимней кривой расходов такое приращение соответствует повышению уровня примерно на 10 см, что близко к верхнему пределу величин подъемов, наблюдающихся в этом месяце.

Таким образом подтверждается предположение, что подъемы уровней в марте и в начале апреля происходят от поступления талых вод ледяного покрова.

В отношении шугоносных рек следует отметить, что шуга появляется на реках различных типов; многие реки в одни годы шугоносны, в другие нет, но в той или в иной мере шугоносны все реки. Поэтому вопрос о шугоносности нельзя ограничивать рассмотрением главным образом озерных рек, как это делает Л. М. Ковалев.

А. А. Соколовым [7] была предложена нижеследующая классификация рек по характеру зимнего режима.

1. Реки с ежегодным устойчивым ледоставом различной длительности. К этой группе принадлежит подавляющее большинство рек.

2. Реки с неустойчивым ледоставом, наблюдающимся не ежегодно — реки крайних западных и южных районов Европейской части СССР и Северного Кавказа, а также многие реки Приморья и Дальнего Востока.

3. Реки, на которых наблюдаются ледовые явления, но ледостав отсутствует. К этой группе принадлежит большинство рек Кавказа и горных областей Средней Азии и Алтая.

4. Реки, на которых ледовые образования вообще отсутствуют вследствие высоких температур воздуха в зимний сезон. К ним относятся водотоки Колхидской и Ленкоранской низменностей, ряд рек Средней Азии.

Эта классификация рек вызывает возражения лишь частного порядка, а именно: в районах, в которых наблюдается режим, свойственный второму типу, в северных частях ледостав образуется ежегодно, но в суровые зимы он устойчив, а в средние — прерывист; в особо мягкие зимы сплошного ледяного покрова не создается.

В связи с указанным и формулировки, определяющие характеристики режима второго и третьего типов, недостаточно обоснованы.

Кроме того, классификация А. А. Соколова дает разделение лишь на основные типы, в которых не учитывается специфика характерных периодов зимнего сезона, какими являются период образования и установления ледяного покрова, собственно зимний сезон — время более или менее стабильного состояния реки, весенний период, под которым в данном случае понимается время интенсивного стаивания и последующего разрушения льда.

А. Г. Пронин [8] разработал для крупных рек классификацию по характеру их вскрытия, приняв в расчет соотношения между толщиной льда и суммой положительных температур воздуха, накапливающихся к этому времени, и связывал этот критерий с приращениями уровней.

Критерии типизации, принятые А. Г. Прониным, представляют несомненный интерес, как вскрывающие генезис формирования уровней в рассматриваемый период, в условиях доминирующего влияния механического фактора на ледяной покров.

Однако эта классификация относится лишь к одному периоду зимнего сезона и поэтому имеет ограниченное значение.

Чрезвычайно интересная классификация рек по зимнему сезону главным образом на основе учета ледовых фаз была составлена Н. Г. Конкиной [9].

В ней выделяется шесть классов рек (характеризующихся наличием тех или иных фаз) с рядом типов, отличительным признаком которых внутри класса является степень устойчивости ледовых фаз. Классификация Н. Г. Конкиной в явной форме не учитывает режима уровней и расходов воды в реках.

В связи с отмеченными недостатками в существующих классификациях рек по зимнему режиму представилось целе-

сообразным разработать новую классификацию, учитывающую возможно полнее многообразие режимных характеристик этого сезона.

В результате исследований зимнего режима и рассмотрения материалов по вопросу о классификации рек нам представляется возможным выделить четыре основных их типа.

I. Реки с устойчивым ледоставом.

II. Реки преимущественно с неустойчивым и прерывистым ледоставом.

III. Реки с ледовыми явлениями, но без сплошного ледостава или с ледоставом только в особо суровые зимы.

IV. Реки без ледовых образований.

По характеру уровня и расходного режимов реки I и II типов могут быть разделены на следующие подтипы:

А — реки без заметных возмущений в уровненом режиме при установлении ледяного покрова;

Б — реки с резкими изменениями уровня в период установления ледяного покрова;

В — реки с плавным ходом уровней под ледяным покровом;

Г — реки со значительными колебаниями уровней под ледяным покровом;

В' и *Г'* — те же типы с тенденцией к повышению уровней в период ледостава;

Д — реки, вскрывающиеся в начале или раньше паводочного подъема, т. е. реки, вскрытие которых проходит в сопровождении незначительного паводка или без него, как, например, реки юга Восточной Сибири и Забайкалья. Кроме того, сюда же следует отнести реки с большим озерным регулированием стока — Ангара, Неву, Ниву и т. д., у которых подъемы уровней весной не происходит, а также такого типа, как Аму-Дарья, Сыр-Дарья, Талас, Чу и т. п.;

Е — реки, вскрывающиеся высоко на ветви подъема паводка или у его вершины.

Реки III и IV типов могут быть также разделены на подтипы:

Ж — реки с паводочным режимом в зимний сезон;

З — реки с низкой водоносностью и устойчивыми уровнями в зимний сезон.

Так как распределение рек на подтипы производится на основании рассмотрения их уровня и расхода за три периода сезона, а именно: период установления ледяного покрова, период ледоставный, период вскрытия, то для полной характеристики реки необходимо указание особенностей хода уровней во все эти отрезки времени.

Таким образом, для разработанной классификации предлагается шифр, в котором римской цифрой обозначается тип реки, а буквенными обозначениями — подтип. Последний характеризуется тремя символами, из которых каждый определяет

режим уровней в отмеченные характерные периоды сезона. Буквенные символы располагаются в порядке распределения времени обрисовываемых ими периодов. Следовательно, полная характеристика реки по ее зимнему режиму складывается из четырех символов. Например: шифр **ИБГЕ** обозначает реку с устойчивым ледоставом, шугоносную, с резкими колебаниями уровней в период установления ледяного покрова и в последующее время, вскрывающуюся при высоко поднявшихся уровнях от весенней прибыли воды; шифр **IVЖ** означает реку без ледовых явлений, с паводочным режимом в зимний сезон.

Пространственное распределение рек указанных четырех типов определено климатическими характеристиками. В районах с устойчивыми отрицательными температурами воздуха в холодную половину года преобладают реки I типа, составляющие подавляющую часть всех рек СССР. Реки II типа протекают в районах, которым свойственны мощные и продолжительные оттепели, сгоняющие не только снежный покров, но и вызывающие вскрытие рек. Реки III типа являются преимущественно горными потоками, на быстринах которых образуются только забереги и шуга, т. е. районы их распространения, кроме климатических условий, определяются орографией местности. Эти реки представляются особо шугоносными. Реки IV типа — в южных районах СССР (южное побережье Крыма, Черноморское побережье Кавказа, юг Туркмении и т. д.).

Часто реки с обильным развитием шуги принимают за какой-то особый тип, что до некоторой степени представляется условным. Перекатный характер равнинных рек и заторный тип ледостава на больших реках способствует одновременности их замерзания, что определяет неизбежность образования внутриводного льда. Таким образом, возникновение шуги на равнинных реках при их замерзании — явление обычное и вопрос идет только о его систематичности и интенсивности. В качестве примера можно указать, что на такой равнинной реке, как Дон, у г. Ростова шуга образуется не ежегодно. В случаях отсутствия шуги установление ледяного покрова происходит без особых повышений уровней. Наоборот, при интенсивных шугоходах ледяной покров образуется со значительными колебаниями уровней.

В 1931 г. на р. Дону у г. Ростова образовалось такое большое количество шуги, что 30 судов было сорвано со своих причалов.

Пороги и перекаты в продольном профиле реки выражены в виде определенных ступеней, но ступенчатость продольных профилей рек может иметь площадное и линейное расположение, что влияет на характер шуговых явлений на реках.

Складчатые области, районы разломов кристаллических щитов, области конечных морен — это те местности, где ступенчатость продольных профилей имеет площадное распределение.

Примером могут служить Кольский п-ов, Карелия, горные возвышенности Урала, Алтай и т. д.

Линейное распределение ступеней продольных профилей связано с абразионными уступами, сбросами, тектоническими разломами и т. д. Так, например, абразионный уступ у восточного склона Уральского хребта и Силурийский глинт по южному побережью Финского залива являются теми линиями, на которых реки образуют быстротоки и водопады.

В связи с вышеизложенным шуговые явления встречаются на реках то целых обширных районов (Кольский п-ов, Карелия), то на определенных их участках, приуроченных к местам прорезывания реками какого-либо уступа местности.

Озерные реки во многих случаях оказываются шугоносными вследствие наличия длительно (иногда и вовсе) не замерзающих полыней.

Так как наличие озерных котловин в значительной степени связывается с упомянутыми особенностями рельефа, то очевидно, что шугоносность озерных рек также является конечным результатом сочетания климатических и орографических условий.

На реках порожистых, т. е. со ступенчатым профилем, как в Карельской АССР, в Северо-Западном крае, шугообразование происходит весьма интенсивно и систематически каждый год, а на горных и полугорных реках оно часто является доминирующим процессом.

Много образуется шуги и на равнинных реках с прерывистым ледоставом (тип II), т. е. протекающих в относительно мягком климате.

Таким образом, нешугоносных рек нет, но для одних рек это явление систематическое, придающее специфические черты всему зимнему сезону, на других оно происходит не ежегодно и имеет местное значение. Поэтому не представляется целесообразным выделение особого типа — шугоносных рек.

В предлагаемой классификации реки, на которых образование шуги является доминирующим процессом, относятся к III типу, а те реки, для которых это явление имеет второстепенное значение — к I или II типам. Причем на реках последних двух типов шугообразование вызывает под ледяным покровом значительные колебания уровней, на основании чего им присваивается символ Б и Г (рис. 1).

Следует остановиться на вопросе о том, представляют ли перемерзающие реки обособленную группу и поэтому нужно ли их выделять в качестве определенного типа или подтипа.

Рассматривая случаи прекращения руслового стока рек в зимний период, можно установить две причины этого явления, а именно иссякание запаса грунтовых вод и смыкание ледяного покрова с дном на наиболее мелких участках русла, т. е. на перекатах.

Первый случай представляется аналогичным тому, что происходит с реками и в длительные бездождные периоды и, по сути, мы здесь не имеем дела с перемерзанием. Такого рода прекращение стока происходит в зимний сезон (как и в летний в бездождные периоды) на мелких ручьях и речках, не дренирующих сколько-нибудь значительных запасов грунтовых вод.

В зонах избыточного и достаточного увлажнения теряют сток реки малые, не вскрывающие водоносных горизонтов. В зонах недостаточного увлажнения перемерзают значительного размера реки, как, например, р. Сары-Су в Северном Казахстане с площадью водосбора более 50 000 км².

Во всех этих случаях прекращения стока от недостатка питания перемерзание реки начинается сверху и распространяется вниз по течению, в связи с чем режим уровней на нижерасположенных непромерзших еще участках не отличается какими-либо особенностями от рек, ледяной покров которых устанавливается ранее в верховьях и позже в низовьях. Поэтому для промерзающих рек такого характера в нашей классификации не отведено особого места.

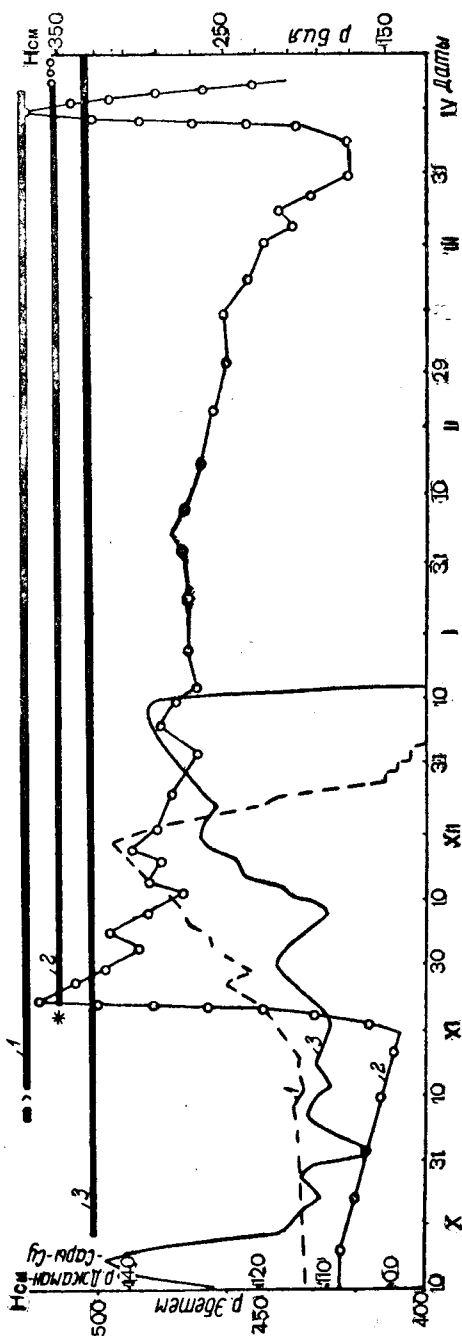


Рис. 1. Графики колебаний уровней воды.

1 — р. Джаман-Сары-Су, с. Жана-Арка, 1945/46 г. (тип по зимнему режиму I AB'E); 2 — р. Бия, с. Турочак, 1939/40 г. (тип по зимнему режиму I БГ'Д); 3 — р. Эбете, с. Эбете, 1938/39 г. (тип по зимнему режиму I БГ'Д).

Реки, русловый сток которых прекращается вследствие промерзания на перекатах, обладают некоторыми особенностями уровня и режима.

По мере промерзания на перекате создаются все большие и большие сопротивления для пропуска расходов, поток превращается в напорный и уровни повышаются. В нашей классификации такой ход уровней учитывается символом Г.

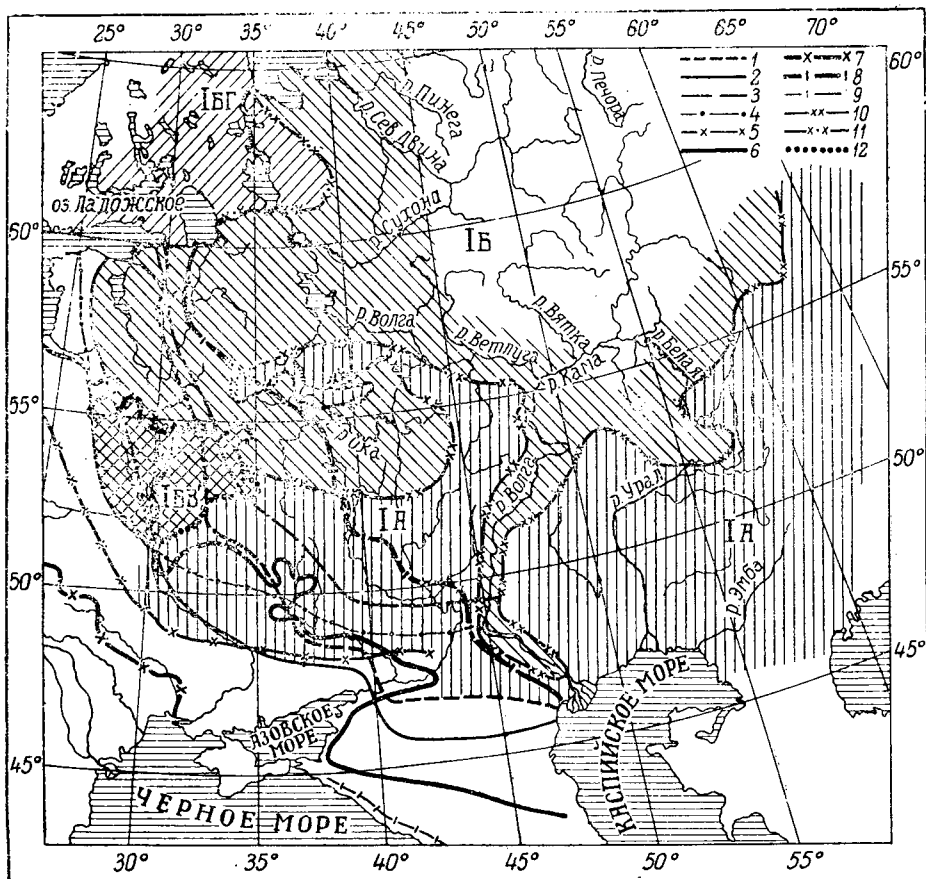


Рис. 2. Схема распределения типов и подтипов рек по зимнему режиму на территории Европейской части СССР.

1 — изотерма января — 7° ; 2 — изотерма января — 6° ; 3 — изолиния числа дней с оттепелями, сходящими снеговой покров в период с 1 XII по 29 II до 5 дней; 4 — то же, но 10 дней; 5 — то же, но 15 дней; 6 — границы между зонами I и II типов рек для 1946 г.; 7 — граница между зонами I и II типов для суровой зимы; 8 — то же для мягкой зимы; 9 — граница между зонами III и IV типов; 10 — граница между зонами подтипов I А и I Б; 11 — граница между зонами подтипов I БГ и I Б; 12 — граница между зонами подтипа I БВ' и I Б, I А.

В Восточной Сибири, Якутии, на Урале на реках широко распространены наледные явления. Они происходят по двум причинам: от перемерзания русел на перекатах, что вызывает

выход на поверхность льда по его трещинам русловых вод, и от излияния на лед грунтовых вод, не находящих пути для стока в русле, заполненном льдом.

Оба случая возникновения наледей являются дальнейшими последствиями перемерзания реки, а поэтому все, что было сказано об учете нашей классификации перемерзающих рек, относится и к рекам с наледными явлениями; эти реки относятся к подтипу Г'.

Необходимо отметить, что развитию шугоносных и наледных явлений благоприятствует, помимо климатических условий, ступенчатость продольного профиля русла.

Распределение по территории описанных типов рек показано на рис. 2 и 3.

Граница между I и II типами рек проходит в обычные по суровости зимы от Рижского залива, юго-западнее р. Лиелупе, южнее среднего течения р. Зап. Двины, у верхнего течения р. Дисны, до р. Лучесы, от которой уходит на юг в бассейн р. Днестра. Здесь от г. Орши вниз по правобережью Днестра до Киева указанная граница проходит в меридиональном направлении. Несколько южнее Киева она меняет его почти на широтное и через истоки р. Сумы, обходя р. Мерлю, уходит к среднему течению р. Волчьей и далее к устью р. Чир, за которой она, резко изгибаясь к юго-западу, включает в зону первого типа все левобережные притоки р. Дона и ее междуречья с р. Кубанью, а также среднее течение р. Кумы.

Участок нижнего течения последней отходит в зону II типа.

В левобережной части бассейна р. Днестра многие малые реки из числа притоков рр. Сожа и Десны принадлежат ко II типу, в чем сказываются особенности их питания.

К востоку от Каспийского моря в зону рек I типа отходит нижнее течение р. Аму-Дарьи (граница проходит несколько севернее сухого русла Унгуз), почти вся равнинная часть р. Сыр-Дарьи и нижнее течение рр. Арыси, Ассы, Таласа, Чу, Или, Каратала, Ак-су.

В горной части Средней Азии к зоне первого типа относятся в пределах нашей территории юго-восточная часть Тянь-Шаня, где протекают истоки р. Нарыма, и юго-восточнее притоки оз. Иссык-Куль (рис. 3). Кроме того, к этой же зоне относятся и реки, протекающие в пределах склонов хребта Таласского Алатау.

Южная граница зоны рек II типа на юго-западе Европейской части СССР выходит за ее пределы. В Крыму она проходит по склонам Крымских гор, на Северном Кавказе по среднему течению левобережных притоков р. Кубани, верховьям рр. Кумы, Терека, Сунжи и Сулака.

Реки III типа находятся в горных районах Кавказа, Тянь-Шаня, Алтая и на Карпатах.

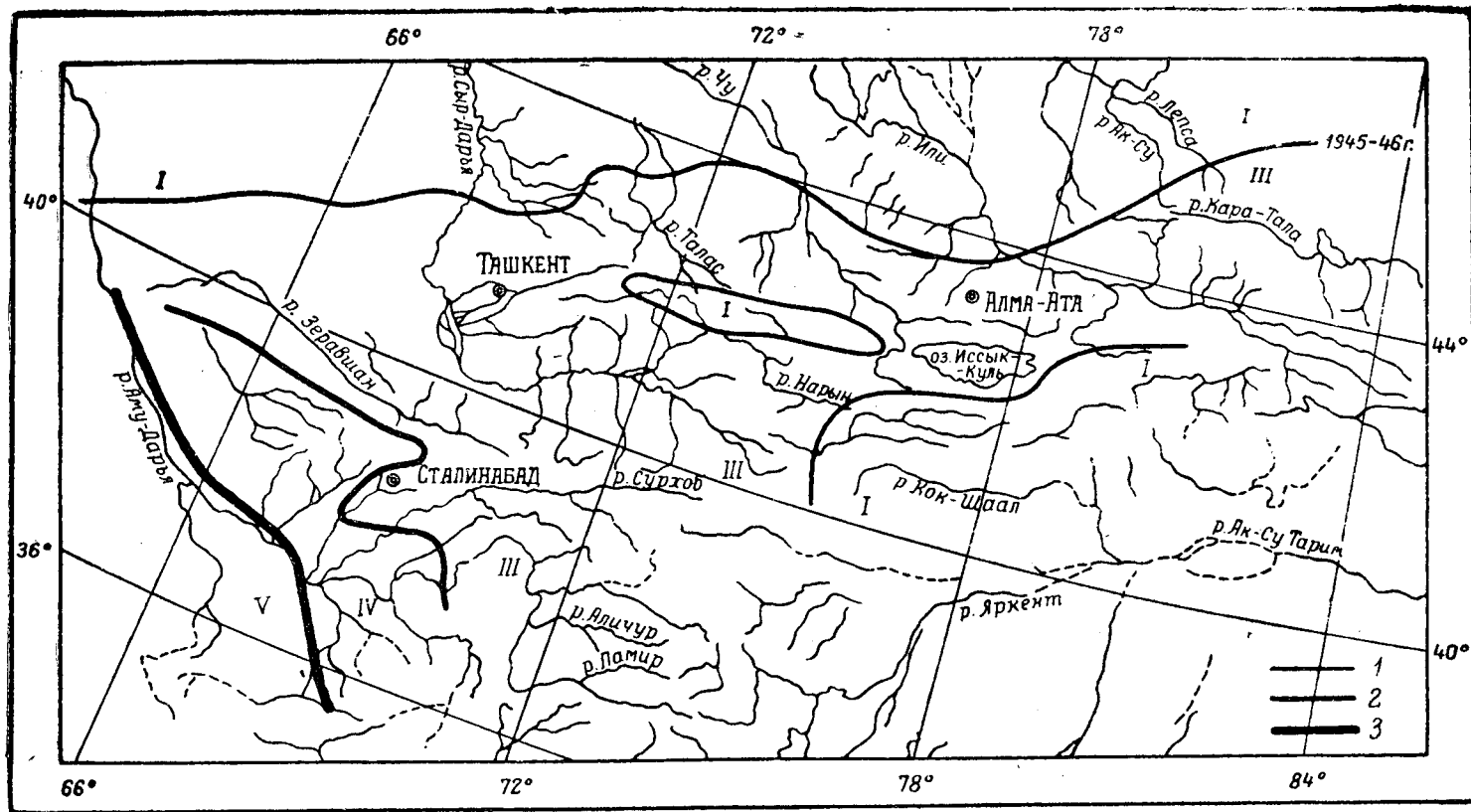


Рис. 3. Схема распределения типов рек по зимнему режиму по Средней Азии.

1 — граница между зонами I и VII типов; 2 — граница между зонами III и IV типов; 3 — граница между зонами IV и V типов.

Следует отметить, что в Средней Азии к зоне рек I типа непосредственно примыкает зона рек III типа.

Пространственное распределение рек по принятым типам в основном определено климатическими условиями, а в равнинной местности исключительно ими. В Европейской равнинной части СССР граница между I и II типами рек проходит, повторяя в общем очертания изотерм; в непосредственной близости от нее располагается изотерма января в -6° и изолинии оттепелей пятнадцатидневной продолжительности, сгоняющих снег (рис. 2).

В годы с теплыми зимами рассматриваемые границы отодвигаются к северу, а в холодные — к югу. На рис. 2 показано положение этой границы в различные по суровости зимы. За суровую была принята зима 1928/29 г., а за мягкую 1925/26 г. В табл. 2 приведены суммы среднемесячных отрицательных температур воздуха за зимний сезон по станциям, находящимся вблизи границы I и II типов рек, для ее положений в различные по суровости зимы.

Таблица 2

Суммы среднемесячных отрицательных температур воздуха в зимний сезон для северного, среднего и южного положений границы между I и II типами рек

Граница между I и II типами рек	1925/26 г.	1928/29 г.	1945/46 г.	1938/39 г.
Северное положение				
г. Ленинград	—36,9°	—36,6°	—	—
г. Вышний Волочок . . .	—36,7	—46,5	—	—
г. Москва (С.-х. академия)	—35,3	—47,4	—31,4°	—26,6°
Среднее положение				
г. Гомель	—	—35,2	—	—
г. Киев	—	—31,5	—	—11,0
г. Полтава	—19,7	—34,2	—	—
г. Харьков	—22,6	—34,3	—15,5	—
Южное положение				
г. Каменец-Подольск . .	—5,9	—32,8	—10,6	—6,0
г. Тарнополь	—	—	—9,4	—

Несмотря на недостаточность и неполноту данных этой таблицы, можно сделать следующие вполне определенные выводы:

а) ежегодный устойчивый ледостав образуется по рекам, протекающим в местностях с $\Sigma (-t^{\circ}) > -35^{\circ}$ в средние и суровые и $\Sigma (-t^{\circ}) > -20^{\circ}-23^{\circ}$ в мягкие зимы;

б) ледостав ежегодно неустойчив в местностях с $\Sigma (-t^{\circ}) < -20^{\circ}$.

Таким образом, I тип рек находится в местностях с $\Sigma (-t^{\circ}) \geq -30, -35^{\circ}\text{C}$, II тип в местностях с $\Sigma (-t^{\circ}) \geq -20, -25^{\circ}$, а III — с $\Sigma (-t^{\circ}) \geq -5, -10^{\circ}$.

Неполнота, а по ряду пунктов отсутствие метеорологических данных лишают возможности более детально и точно рассмотреть этот вопрос, но и приведенные данные представляют известный интерес.

Распределение по территории СССР типов и подтипов рек по принятой классификации представилось возможным рассмотреть на основании графиков уровней по 250 постам. Это количество постов при неравномерности их расположения далеко не достаточно. Поэтому составленные на основании этих данных схемы распределения рассмотренных выше типов рек по территории СССР дают только первое приближение (рис. 2, 3).

По указанной схеме реки с малыми колебаниями уровней в период появления ледяных образований (подтип IA) располагаются в Западной Сибири к юго-востоку от линии Чкалов — Челябинск — нижнее течение р. Тавды.

К зоне этого подтипа относится вся Прикаспийская низменность и за небольшими исключениями все пространство Европейской части СССР к югу от 53° северной широты. Река Волга, относящаяся к подтипу IB, в своем среднем и нижнем течении как бы разрезает эту зону на две неравные части.

Крайний запад широтной зоны, на котором располагается бассейн р. Немана, относится к подтипу IB. От Саранска на г. Горький и далее к западу почти до г. Калинина протянулась узкая полоса местности с реками, относящимися также к подтипу рек IA. Эта полоса включает преимущественно малые реки.

Зона рек подтипа IA охватывает районы равнинной местности с преимущественно устойчивой погодой в период образования льда на реках.

Волга в нижнем течении проходит через зону, в которой находятся мелкие и средние реки подтипа IA, сохраняя в то же время значительные колебания уровней в предледоставный период, т. е. черты подтипа IB, свойственные ее верхнему и среднему течению. Соседняя, тоже крупная водная артерия — р. Дон не отличается в характере предледоставного периода от рек зоны своего подтипа. Противоречие это объясняется тем, что водосборная площадь Волги находится в зоне, где формируется режим рек, свойственный IB, в рассматриваемую же зону она входит в качестве транзитного потока. Только в дельтовой части она принимает режим рек зоны IA. В отличие от этого р. Дон сформировалась и протекает в одной и той же

зоне и поэтому ее режим в рассматриваемый отрезок времени остается таким же, как и у ее притоков.

Зона подтипа IA является территорией, находящейся в восточной своей части (Западная Сибирь) под воздействием в интересующий нас отрезок времени устойчивой антициклональной погоды.

Над Европейской частью СССР с востока на широте среднего течения р. Урала ежегодно в этот период протягивается гребень повышенного давления, оканчивающийся у подходов к левобережью Днепра. Здесь и происходит смена подтипа IA на подтип IB, охватывающий западную часть Европейской территории СССР и распространяющийся к северу от зоны подтипа IA.

Кольский п-ов и Карельская АССР выделяются как зона подтипа со значительными колебаниями уровней под ледяным покровом вследствие шугоносности рек — подтип IBГ. Значительная часть бассейна р. Немана относится к этому же подтипу. Близким к нему подтипом обладает большинство рек бассейна верхнего и среднего Днепра — IBВ', в котором колебания уровней под ледяным покровом не отличаются большой величиной, но имеют в этот период тенденцию к повышению.

Описанное распределение подтипов рек по характеру предледоставного периода должно определяться главным образом метеорологическими условиями. Подтип с малыми колебаниями уровней в этот период (подтип IA) может проявляться только в условиях снижения температур воздуха без значительных нарушений волнами тепла.

По данным ряда станций нами на карту занесены средние значения из среднесуточных температур воздуха за период от времени их перехода через нуль до даты перехода через -10° для затяжной осени, т. е. такой, в которую установление отрицательных температур воздуха происходило в наиболее длинные отрезки времени (рис. 4).

На схеме видно, что в пределах Европейской части СССР изолинии этих среднесуточных температур располагаются весьма сложным образом, однако с тенденцией к вытягиванию с запада-северо-запада на восток-юго-восток. На восточном склоне средней части Уральского хребта они принимают почти меридиональное направление, как и вблизи наших западных окраин.

Сопоставление схемы распределения типов и подтипов рек по зимнему режиму с расположением изотерм осеннего периода приводит к выводу о некотором сходстве в очертаниях границ выделившихся районов на первой схеме и изолиний на второй (рис. 2, 4.).

Подтип малых колебаний уровней в предледоставный период в общем охватывает район распространения этих температур

до $-2,2^{\circ}$, а подтип со значительными колебаниями уровней (подтип IB) — пространство с более низкими их значениями.

Подтипы со значительными колебаниями уровней под ледяным покровом (IAГ и IBГ) своим появлением, как уже отмечалось, обязаны как климатическим, так и орографическим условиям.

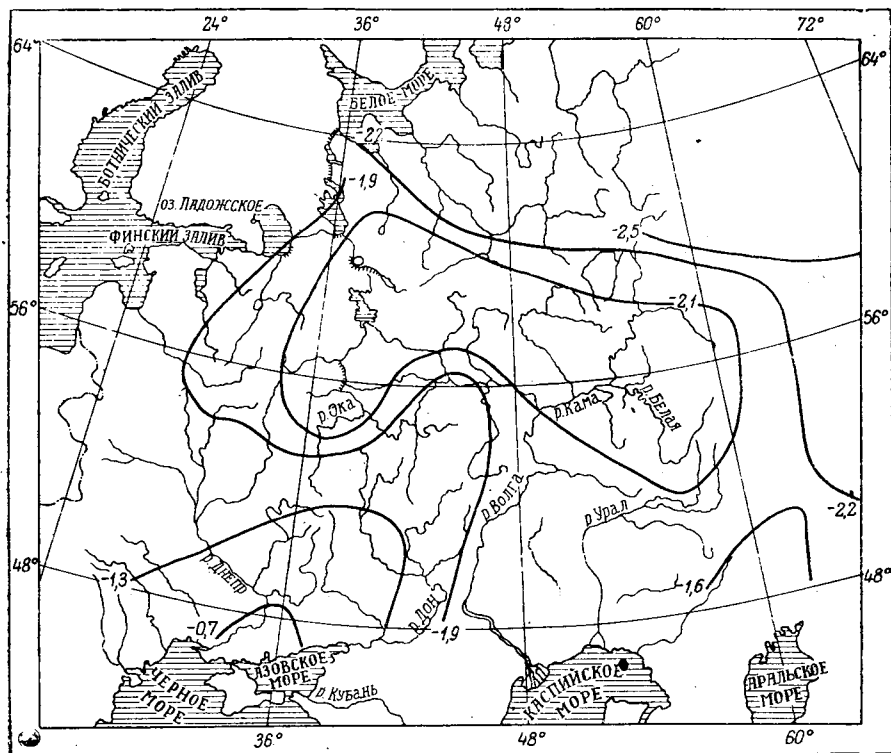


Рис. 4. Изолинии среднесуточной температуры воздуха затяжной осени за период от даты перехода через 0° до даты перехода через -10° .

На реках бассейна Немана значительные колебания уровней в ледоставный период происходят главным образом вследствие зимних оттепелей, хотя наличие многочисленных перекатов весьма способствует развитию этой их особенности режима.

На территории Карельской АССР и Кольского п-ова подтип IBГ обязан своим развитием главным образом орографическим особенностям местности. Многочисленные пороги, а также большая озерность создают условия для большинства рек этого района, при которых уровни под ледяным покровом испытывают значительные колебания.

Приведенная классификация рек по типам зимнего режима позволяет подойти с принципиальной стороны к определению

сроков начала и конца зимнего сезона в соответствии с характерными свойствами различных типов рек.

Очевидно, доминирующие свойства зимнего режима того или иного типа рек должны служить критерием для определения сроков наступления и окончания этого сезона на них.

Исходя из этого положения, следует считать, что для рек I и II типов установление ледяного покрова и есть основной признак наступления зимнего сезона. Однако для рек I типа только устойчивый ледостав является критерием определения зимнего сезона, а для рек II типа его заменяет появление временного ледостава.

Ледяные образования, наблюдаемые до установления ледяного покрова для первых двух типов рек, есть явления, свойственные переходному состоянию реки от теплой половины года к холодной, и поэтому могут быть отнесены к осеннему сезону.

У рек III типа ведущим признаком являются ледяные образования: забереги, сало, шуга, снежура; поэтому их первое появление и определяет начало зимнего сезона.

У IV типа рек, не изменяющих своего гидрофизического состояния, при переходе от теплой половины года к холодной признаками смены сезонов является смена режима расходов и изменение водоносности реки.

По аналогии с положениями, принятыми для определения сроков наступления зимнего сезона, выбираются основания и для определения его конца.

Однако при этом появляется серьезное осложнение для рек I типа с вскрытием в период прохождения паводка.

В этом случае существует наложение одного сезонного состояния на другое, наблюдаемое в широких размерах там, где паводок наступает значительно ранее в верховьях, чем в нижележащих частях бассейна. Поэтому этот вопрос целесообразно рассматривать изолированно для главной реки и для ее притоков.

В то время как на главной реке проходит верховой ранний паводок, опережающий местную весну, на притоках может происходить только начало таяния снегов, т. е. здесь зимний сезон может считаться еще не оконченным.

Разрыв между сроками «местной» и «верховой» весны свойствен только крупным рекам, ориентированным в своем течении близко к меридиану. Для таких рек окончание зимнего сезона следует определять отдельно для главной реки и отдельно для местных ее притоков.

ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЖИМА РЕК В РАЗЛИЧНЫЕ ПЕРИОДЫ ЗИМНЕГО СЕЗОНА

По характеру режима ледообразовательных процессов, уровней и расходов воды зимний сезон на реках подразделяется на следующие периоды: предледоставный, зажорно-заторный,

устойчивого ледяного покрова, предвесеннего повышения уровней и расходов воды, подвижек ледяного покрова и весеннего ледохода.

Первый период — предледоставный охватывает период от появления первого льда до густого ледохода и характеризуется весьма большим разнообразием в режиме уровней и расходов воды, вследствие уменьшения интенсивности питания рек поверхностным стоком, перераспределения и изъятия русловых запасов вод на ледообразование.

Во второй период зажоры и заторы на озерных, порожистых и горных реках приподнимают уровни иногда до высоких отметок.

Если первый и второй периоды характеризуются частыми и резкими колебаниями уровней и расходов воды, разнообразием ледовых фаз, то третий на большинстве рек СССР выделяется плавностью их хода и замедленным нарастанием ледяного покрова.

Только юго-западные и горные районы нашей страны с неустойчивым ледоставом или при его отсутствии обладают в это время режимом уровней рек с значительной амплитудой колебаний.

Четвертый период — период предвесеннего состояния реки со свойственным ему относительно медленным подъемом уровней, началом таяния ледяного покрова — является своеобразной стадией развития процессов таяния льда, главным образом с нижней поверхности.

Пятый период — период собственно разрушения ледяного покрова и прибыли талых вод снегов.

Ниже рассматривается более детально режим рек в различные периоды зимы.

ГЛАВА II

РЕЖИМ РЕК В ПРЕДЛЕДОСТАВНЫЙ ПЕРИОД

РЕЖИМ УРОВНЕЙ

Режим уровней в предледоставный период формируется в чрезвычайно сложных условиях большого разнообразия синоптических процессов, уменьшения водоносности рек, перераспределения русловых масс, подпоров и изъятия воды на ледообразование.

За различные годы по ряду рек можно проследить 3 основных типа хода уровней.

I типу свойственно низкое стояние уровней в предшествовавшее ледообразованию время с общей тенденцией к подъему в течение всего предледоставного и даже начального отрезка ледоставного периода.

В этом типе могут быть выделены два подтипа: Ia — подъем уровней сконцентрирован в конце периода, Ib — подъем уровней происходит более или менее равномерно. Колебания уровней такого характера обычно сопровождаются глубокими и часто неоднократными кратковременными их понижениями.

II тип хода уровней определяется преимущественно низким и средним положениями их без выраженной или со слабой тенденцией к повышению в последующее время. Этот тип наиболее часто наблюдается на малых и средних реках.

III тип характеризуется ниспадающим ходом уровней, часто продолжающимся и после ледостава, что свойственно рекам, замерзание которых начинается с верховий или охватывает одновременно все течение.

Падение уровней нередко сопровождается одним или несколькими кратковременными их снижениями, нарушающими плавность хода. Последнее из таких понижений обычно непосредственно предшествует установлению ледяного покрова и является наиболее глубоким.

Такие колебания уровней при появлении льда на реках широко известны и в гидрологической практике получили название ледоставных птичек понижений уровней или провальных уровней.

В свое время на них обратил внимание еще Н. Н. Соколов [11], который отметил, что в этих случаях происходит понижение также и расходов воды.

Значительным рекам, ориентированным в своем течении на север, замерзающим вначале в низовьях и позже в верховьях, в рассматриваемый период свойственны подъемы уровней от подпоров, создаваемых ледовыми явлениями. Это же обстоятельство определяет и наличие благоприятных условий для формирования зажоров и заторов.

Так, например, на р. Оке, замерзание которой в верхнем течении происходит более или менее одновременно, в 1939 г. в этот период происходило два значительных понижения уровней; первое из них связано с появлением заберегов, ледохода, шуги и местами временного ледостава, а второе в большинстве случаев с установлением ледяного покрова (рис. 5).

Ход уровней на р. Каме в затяжную осень 1939 г. так же, как и на реках с противоположной ориентировки течения, отличался неоднократными понижениями и повышениями, но с общей тенденцией к падению (рис. 6).

При этого рода понижениях уровней имеет место фактическое уменьшение руслового стока, как это хорошо видно по измеренным расходам (на черт. обозначено кружком) на р. Каме в створе в/п Тарловка (рис. 6).

На реках, протекающих по широте, ледоставными процессами одновременно охватываются участки большого протяжения, а часто и все течение. На реках, текущих с севера на юг, их распространение растягивается на некоторый период, но значительно меньший по продолжительности, чем это необходимо для добегания вод. В качестве примера можно указать, что на р. Каме продолжительность распространения ледовых явлений от наиболее северной ее точки (в/п Гайны) до устьевоего участка (в/п Соколы Горы), т. е. на протяжении 1254 км, составляет 15—20 дней, а время добегания меженных вод почти полтора месяца. Таким образом, не говоря уже о реках, протекающих в широтном направлении и замерзающих более или менее одновременно на всем протяжении, даже на текущих с севера на юг изменение водоносности в это время происходит под влиянием задержек и изъятий вод в ближайших замерзающих плесах и притоках.

Только в условиях проявления высотной зональности и в пределах районов с преобладающим циклоническим характером атмосферных процессов продвижение ледостава задерживается надолго, и воды, притекающие с верховьев, успевают их опередить.

На реках, текущих с юга на север, на которых ледоставные процессы распространяются снизу вверх, уменьшение водоносности ниже верхней границы заберегов и других ледовых образований происходит за счет задерживающего их влияния и сработки запасов вод бассейна.

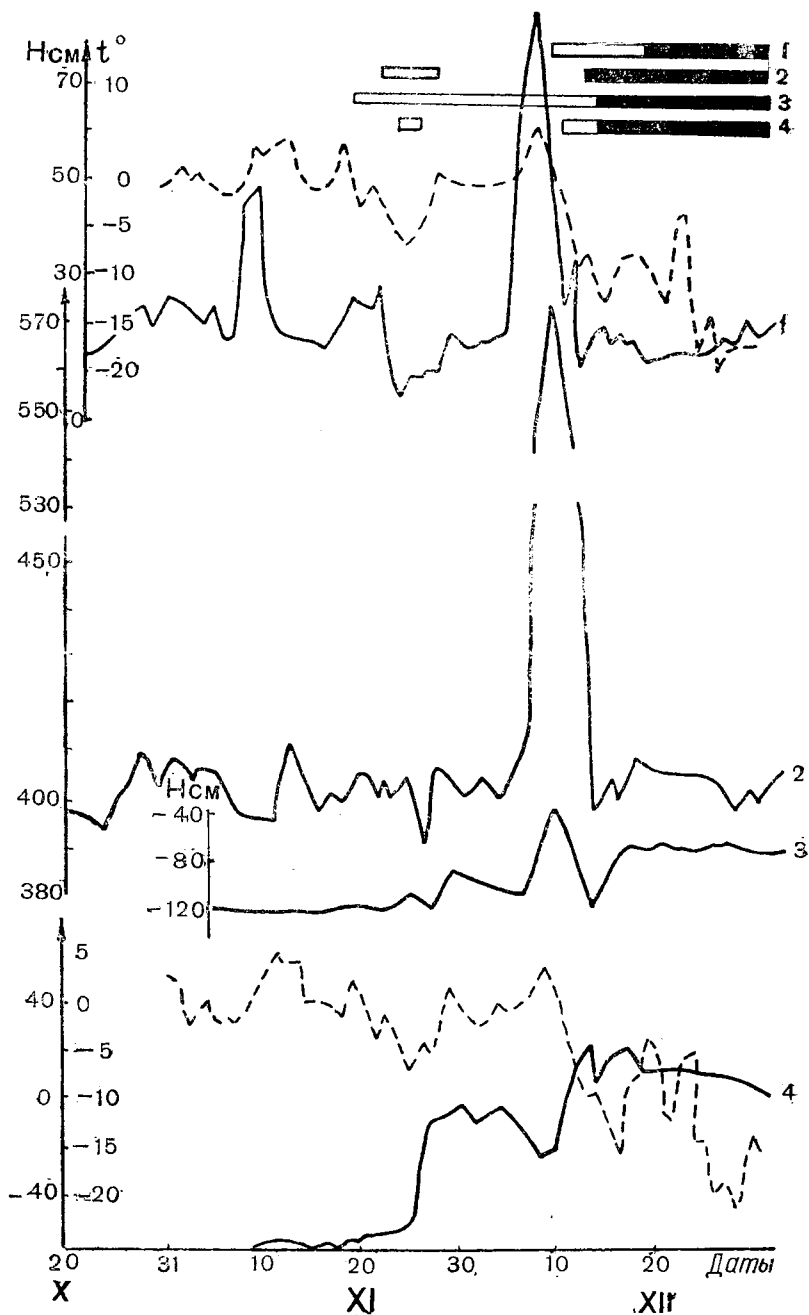


Рис. 5. Совмещенные графики колебаний уровней и температуры воздуха (---).
Р. Ока, 1939 г.

1 — в/п г. Орел; 2 — в/п г. Лихвин; 3 — в/п г. Калуга; 4 — в/п г. Кашира.

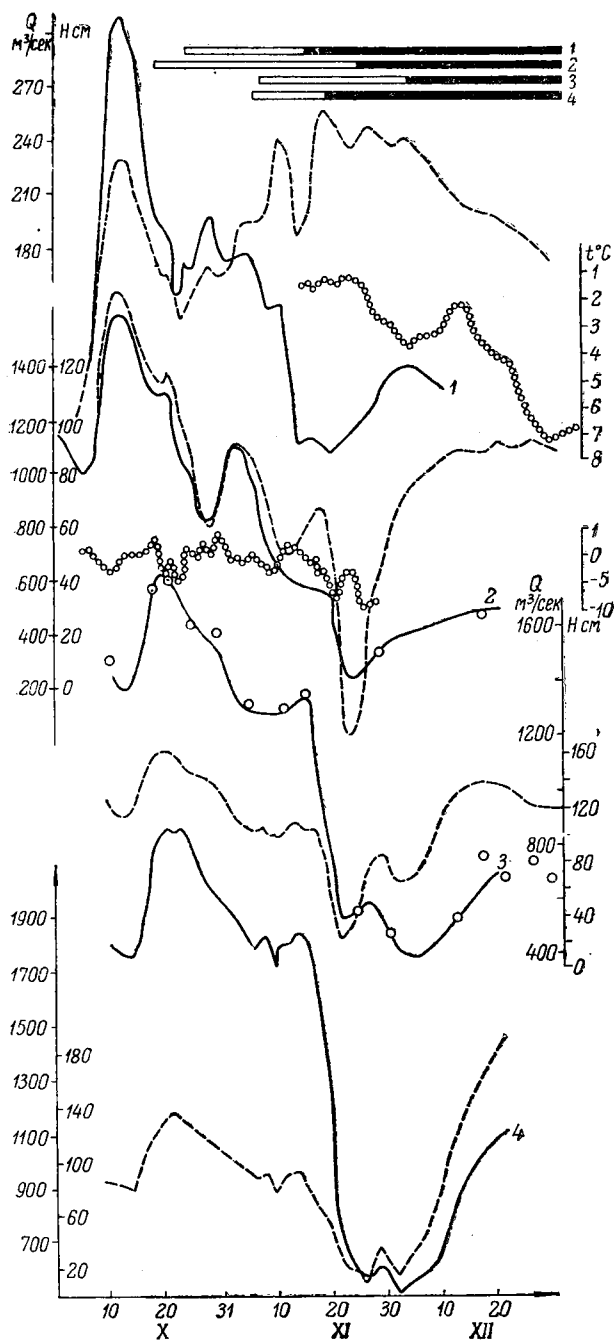


Рис. 6. Совмещенные графики колебаний уровней (---), расходов воды (—) и температуры воздуха (oooo). Р. Кама, 1939 г.
1 — в/п с. Гайны; 2 — в/п г. Пермь; 3 — в/п с. Тарловка; 4 — в/п. с. Соколы Горы.

Уменьшение водоносности на ходе уровней первого типа обычно не сказывается в связи с резкими возрастаниями сопротивления для прохода русловых масс воды (рис. 7).

Резкие и кратковременные понижения уровней и расходов воды в зависимости от вида ледовых фаз, при которых они наблюдаются, можно разделить на понижения чистого зеркала, предледоставные, ледоставные, подледные.

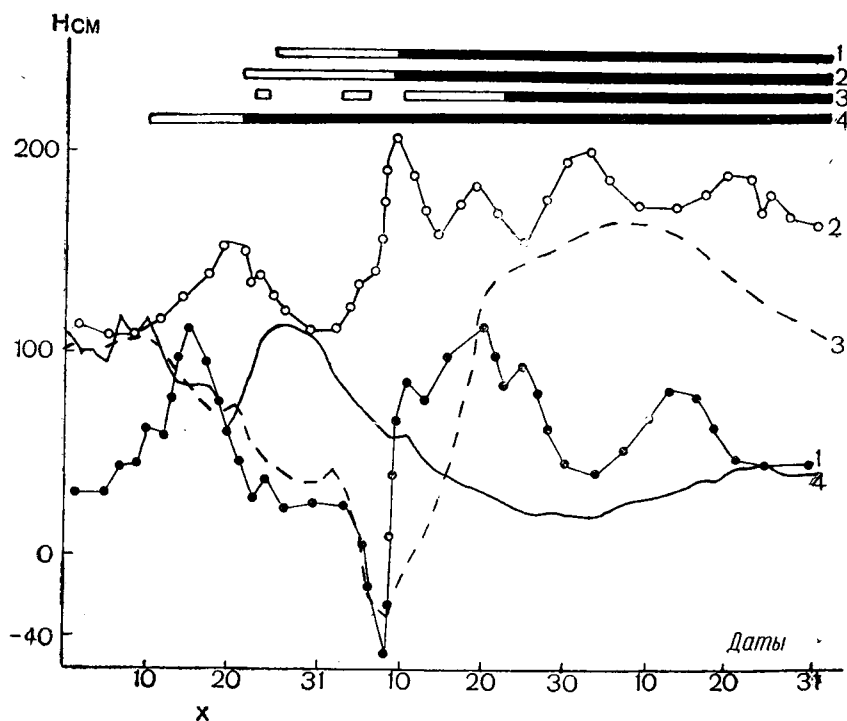


Рис. 7. Совмещенные графики колебаний уровней. Р. Обь, 1939 г.
1 — в/п г. Барнаул; 2 — в/п г. Новосибирск; 3 — в/п с. Белогорье; 4 — в/п г. Салехард.

Понижения чистого зеркала, формирующиеся при открытой поверхности реки в створе наблюдения, характеризуются сохранением летней связи между уровнями и расходами воды.

Предледоставные понижения, происходящие при ледовых образованиях (заберегах, ледоходе) образуются в условиях незначительного нарушения этой связи. При ледоставных понижениях, создающихся в моменты установления ледяного покрова или зажоров-заторов, связь между колебаниями уровней и расходов или весьма слабая, или полностью отсутствует.

У понижений уровней подледных, наблюдающихся после установления ледяного покрова, описываемая связь до некоторой степени восстанавливается, но остается значительно менее тесной, чем при открытом русле.

У выхода рек из пределов гор ледостав образовывается позже, чем в вышележащей горной части, поэтому на этих участках режим уровней в предледоставный период аналогичен тому, который наблюдается на реках, протекающих с севера на юг, т. е. характеризуется глубоким, хорошо выраженным их понижением. Примером могут служить понижения уровней, наблюдающиеся на р. Оби у в/п г. Барнаул (рис. 7).

Сформировавшаяся на участке Барнаул—Камень волна предледоставного понижения уровней подходит к створу Новосибирска уже при ледяном покрове в сглаженном виде и далее вниз по реке совершенно нивелируется.

Кроме того, у Новосибирска, как и у некоторых других створов, формируется свое, новое, предледоставное понижение, также доходящее к нижележащим створам под ледяным покровом.

При редком ледоходе, как это часто имеет место на Оби у Белогорья, Кондинского и у других пунктов, ветвь подъема предледоставного понижения уровней более полого, чем ветвь спада; при густом ледоходе крутизна ее больше. Так, например, у Новосибирска при снежуре пологий подъем уровней резко увеличился при появлении ледохода, а у Кондинского при смене редкого ледохода густым.

При однообразной интенсивности ледообразования ветвь подъема уровней обычно более полого, чем ветвь спада, например на р. Оби у Новосибирска, Кондинского и других пунктов.

В табл. 3 показана связь между скоростью падения уровней и формами льда на реке.

При густом ледоходе скорость падения уровней наибольшая и в среднем составляет 22 *см/сутки*. При таких явлениях, как снежура, слабый ледоход и т. д., наблюдается наименьшая скорость — 3,5 *см/сутки*.

На реках с направлением течения на юг величина этих понижений уровней больше, чем на протекающих в обратном направлении.

Так, например, на р. Каме при высоком стоянии уровней величина понижений достигала 183 *см*, при низком 94 *см*, а на рр. Оке, Оби была не более 70 *см*.

На малых реках они не превышают одного-двух десятков сантиметров.

Таким образом, величины минимумов уровней за предледоставный и начальный ледоставный периоды определяются переходом реки на грунтовое питание и потерями вод на процессы ледообразования (табл. 3).

Данные табл. 3 и само существо процесса приводят к заключению, что при отсутствии заторно-зажорных явлений для каждой данной реки и определенного ее участка должны существовать свои предельные величины понижений уровней при образовании льда.

На реках, протекающих с юга на север, со свойственным им

более ранним установлением ледяного покрова в низовьях создаются чрезвычайно специфические условия для протекания русловых масс воды, что хорошо видно на примере режима уров-

Таблица 3

Интенсивность падения уровней в предледоставный период при различных фазах ледообразования в (см сутки)

Река и пункт наблюдений	Редкий ледоход	Забереги и густой ледоход	Забереги и шуга	Забереги	Снежура, сало
Обь					
г. Барнаул		23			3
г. Новосибирск					4
с. Брагино				8	3
г. Колпашев					3
с. Белогорье	13				4
Волга					
г. Ржев			16	12	
с. Старица				9	
г. Чкаловск			10		
с. Вязовые			11		
Кама					
г. Пермь	9	24			
с. Оса	6				
с. Яромаска	6	19			
Сумма	34	66	37	29	17
Среднее	8,5	3,5	12	10	3

ней р. Оби (рис. 7). Несколько позже появления первых ледовых образований уровни обнаруживают тенденцию к повышению, резко усиливающуюся при совместном проходе шуги, ледоходе и заберегах, достигая наивысшего положения в начальный период ледостава, вслед за которым начинается сперва быстрое, а затем замедленное снижение.

Таким образом, создается впечатление, что установление ледяного покрова приходится на пик паводка (рис. 8).

Продвижение вверх кромки ледяного покрова сопровождается таким же перемещением этого максимума подъема уровней.

Такой тип развития ледообразования неизбежно связан с усиленными зажорно-заторными явлениями, в результате промыва которых происходит весьма значительное снижение уровней.

На таких реках уменьшения водоносности в начальный ледоставный период не происходит, так как отсутствует фактор, его определяющий, — ранний верховой ледостав.

Малые и средние реки, а в Сибири значительные, замерзают более или менее одновременно на всем протяжении.

На реках с выраженным плесово-перекатным характером течения на перекатах выше замерзшего плеса наблюдается явление подпора.

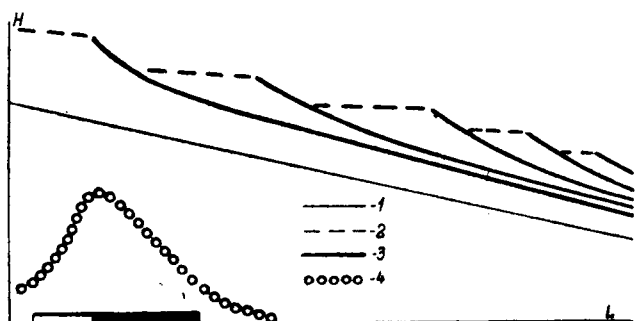


Рис. 8. Схема продвижения ледяного покрова вверх по реке.

1 — установившийся уровень перед ледообразованием; 2 — подпорные уровни выше кромки ледяного покрова; 3 — ледяной покров в его последовательных положениях; 4 — схематический график колебаний уровней.

Расчет повышения уровней под ледяным покровом над установившимся предледоставным для случаев продвижения кромки льда снизу вверх по реке возможно производить на основе учета величины этих подпорных влияний.

Таблица 4

Предледоставные установившиеся и наивысшие под ледяным покровом уровни р. Оби в 1946 г.

Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Уровни (в см)		$H_{\text{мак}} - H_0$
		H_0	$H_{\text{мак}}$	
г. Салехард	312	144	225	81
с. Мужы	493	428	561	133
с. Кушеват	516	385	634	249
с. Кондинское	907	46	682	216
с. Белогорье	1152	315	468	153

В табл. 5 представлены такого же рода данные, что и в табл. 4, но за многолетний период для одного пункта.

В отдельные годы с аномально поздним установлением ледяного покрова подъемов уровней подо льдом не происходит.

Как следует по рис. 9, в годы с обычным для этого участка реки характером образования ледяного покрова существует связь между высотой наивысшего уровня под ледяным покровом и положением установившегося предледоставного уровня H_0 .

Она обусловлена тем, что при более высоких предледоставных уровнях скорости течения больше, следовательно и подпорное влияние льда больше.

Предледоставные установившиеся и наивысшие под ледяным покровом уровни р. Оби у в/п г. Салехарда

Годы	Уровни (в см)		$H_{\text{макс}} - H_0$	Число дней между датами установившегося предледоставного и наивысшего подледного уровней
	H_0	$H_{\text{макс}}$		
1938	73	138	65	26
1939	92	116	24	18
1940	24	86	62	40
1941	83	123	40	15
1942	132	208	76	25
1943	120	164	44	18
1944	Ледостав аномально поздний, подъема уровней не наблюдалось			
1945	84	128	44	18
1946	144	225	81	25
1947	132	158	26	13

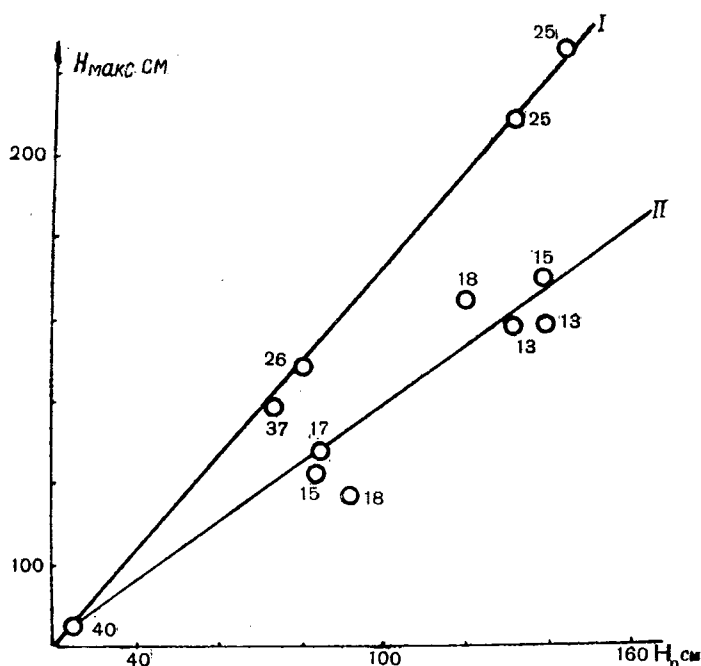


Рис. 9. Зависимость наивысшего уровня под ледяным покровом $H_{\text{макс}}$ от установившегося предледоставного H_0 Р. Обь, г. Салехард, 1938—1947 гг. (числа при точках обозначают количество дней между датами наступления установившегося уровня и образования ледяного покрова).

При значительной заблаговременности появления этих последних уровней по отношению к образованию ледяного покрова (25 и более дней) связь выражается одной закономерностью, а при малой — другой (кривые I и II на рис. 9).

В первом случае основное падение водоносности реки совершается до наступления ледостава, который и образуется в условиях прохождения устойчивых расходов воды.

Во втором — снижение водоносности реки, вследствие уменьшения поверхностного питания, сильно сказывается на уровнях под ледяным покровом.

СВЯЗЬ РЕЖИМА УРОВНЕЙ С ТЕМПЕРАТУРАМИ ВОЗДУХА

Впервые на связь между суммами отрицательных температур воздуха и высотой уровней рек обратил внимание В. Б. Шостакович [12, 13], который высказал следующие соображения: чем больше масса воды, т. е. чем выше уровень реки, тем труднее и медленнее происходит охлаждение и тем большее количество холода необходимо для того, чтобы довести температуру воды до 0° и тем самым подготовить возможность замерзания. Эти рассуждения им подтверждены рядом материалов, часть из которых приводится в табл. 6.

Таблица 6

Суммы отрицательных температур воздуха, накопившихся к моменту замерзания, и высота уровня замерзания

Годы	р. Нева у Рожковской пристани		р. Онега у Каргополя		р. Ангара у Иркутска		р. Висла у Мнижевич	
	Т°	Н см	Т°	Н см	Т°	Н см	Т°	Н см
1881	—62,8	31	—	—	—	—	— 39,3	54
1882	—44,1	14	—	—	—	—	— 78,9	86
1883	—42,5	11	—	—	—	—	—	—
1884	—53,0	13	—	—	—	—	49,2	86
1885	—27,2	9	—42,9	88	—	—	—	—
1886	—17,0	5	—13,2	58	—	—	—	—
1887	—39,2	8	—15,8	106	—1249	0	— 29,6	70
1888	—39,7	14	—48,2	158	—1042	—41	—121,9	88
1889	—61,8	16	—27,2	82	—945	—76	— 31,3	35
1890	—58	7	—	—	—125	—44	—	—

В табл. 6 приведены данные по озерным рекам для створов, находящихся в более или менее одинаковых расстояниях от истока из озера, и тем не менее для каждой из них потребовались различного порядка суммы холода для замерзания.

Такое различие не может быть объяснено неодинаковой водоносностью рек, так как рр. Ангара и Нева более или менее близки в этом отношении, и тем не менее суммы отрицательных температур их различны. Наоборот, у рр. Онеги и Невы эти суммы одного порядка, но водоносность сильно различается.

Географическое положение также не играет особой роли, так как р. Висла, протекающая много южнее, накапливает примерно те же суммы, что Нева и Онега.

Влияние выноса теплых озерных вод на процессы замерзания рек изучалось рядом исследователей: В. Н. Вальманом [14] и Ф. И. Быдиным [15] на р. Свири, Е. И. Иогансоном [16] на р. Волхове, Б. Д. Победоносцевым [17] на реках Карельской АССР. Необходимо также упомянуть чрезвычайно обстоятельную работу Х. Симойоки [18] по исследованию зимнего режима рек Финляндии, в которой уделено большое внимание запасам тепла, накапливающимся в озерах.

На основании этих исследований можно полагать, что в предледоставный период в реки из озер выносятся как выхолаженные воды верхних слоев, так и более теплые нижерасположенные, что и определяет замедленное их замерзание.

С появлением на озере ледяного покрова вследствие влияния его шероховатости максимум скоростей поступающих в реку вод перемещается от поверхности вглубь, где располагаются слои с более высокой температурой.

Это изменение гидравлических факторов и обуславливает дополнительное повышение выноса тепла в реку.

Если река замерзла до появления ледяного покрова на озере, то после его образования отмеченное изменение режима скоростей, увеличивающее приток тепла, может привести к «програванию» льда в истоке, как это наблюдается на рр. Свири, Волхове и др.

В. Б. Шостакович [12, 13] пришел к выводу, что величина сумм отрицательных температур воздуха, накапливающихся к замерзанию, зависит от следующих факторов:

- 1) от объема выхолаживающихся вод в реке (чем он больше, тем большая сумма будет накапливаться);
- 2) от скоростей течения (с увеличением скоростей увеличивается и сумма отрицательных температур воздуха);
- 3) от направления течения (для крупных рек, протекающих с юга на север, сумма отрицательных температур вниз по течению увеличивается, а для текущих в обратном направлении уменьшается);
- 4) от впадения больших притоков (на величину сумм отрицательных температур значительное влияние оказывают большие притоки, как тем, что увеличивают в главных реках объем выхолаживающейся воды, так и тем, что, принося воду с юга или с севера, значительно изменяют их температуру в главной реке ниже места слияния);
- 5) от изменения водоносности (ежегодные отклонения сумм холода от средней многолетней величины для каждого данного створа в значительной мере определяются изменением водоносности реки). Кроме того, значительное влияние на величину сумм отрицательных температур оказывает степень облачности;

при малой облачности благодаря лучеиспусканию вода теряет больше запасов теплоты, чем при облачной погоде.

По Шостаковичу, реки замерзают в среднем при сумме холода:

Небольшие полярные реки	45°
Такие же реки средней полосы и большие полярные реки	90
Особо большие реки:	
Енисей	228
Лена	234
Обь	104

Общие соображения Шостаковича о связи между водоносностью рек и скоростью их замерзания нашли себе подтверждение в исследованиях Л. К. Давыдова [19] по отношению к крупным арктическим рекам, протекающим с юга на север.

Ф. И. Быдин [15] нашел, что скорость замерзания в значительной мере зависит от величины уклона рек. К тем же выводам, что и Быдин, пришел и О. Девик [20] при исследовании процессов ледообразования на реках с различными падениями.

В. Д. Комаров [22] вывел зависимость между суммами отрицательных среднесуточных температур воздуха, накапливающихся к моменту замерзания, от величины площади водосбора и от температуры воды в день перехода температур воздуха от положительных к отрицательным значениям. Кроме того, им же установлена связь между значениями этих сумм отрицательных температур воздуха с высотой уровня и скоростями течения в предледоставный период.

Все эти связи могут быть заменены одной связью сумм отрицательных температур воздуха с величиною расхода воды в предледоставный период, т. е. с размерами тех объемов, какие претерпевали выхолаживание.

На рис. 10 изображены такого рода связи для различных рек за разные годы. Из чертежа видно, что зависимость $\Sigma(-t^\circ) = f(M_{\text{нр}})$ имеет линейный характер. Данные по двум створам на р. Каме (в/п Пермь и в/п Тарловка) уложились с той же закономерностью, как и точки связи р. Волги у Васильсурска и р. Сакмары у с. Сакмара. Данные по р. Тоболу легли на прямую связи с углом наклона, близким к 90° , а Иртыша и Ишима — даже превышающим 90° ; т. е., если для рр. Волги, Камы, Урала, Сакмары с увеличением модуля предледоставного расхода повышается и сумма накапливающихся к замерзанию отрицательных температур воздуха, то для Иртыша и Ишима она при этом уменьшается.

Зависимость $\Sigma(-t^\circ) = f(M_{\text{нр}})$ для р. Томи, обладающей исключительно высокой водоносностью в предледоставный период, также является линейной, но она несколько отлична по своему характеру от получившихся для других рек.

Величина добавочного члена в уравнениях прямых описываемого графика, видимо, определяется особенностями местоположения по отношению к долине и реке, где располагается метеорологическая станция, по которой использованы данные о суммах отрицательных температур воздуха, и гидравлическими условиями протекания речных вод.

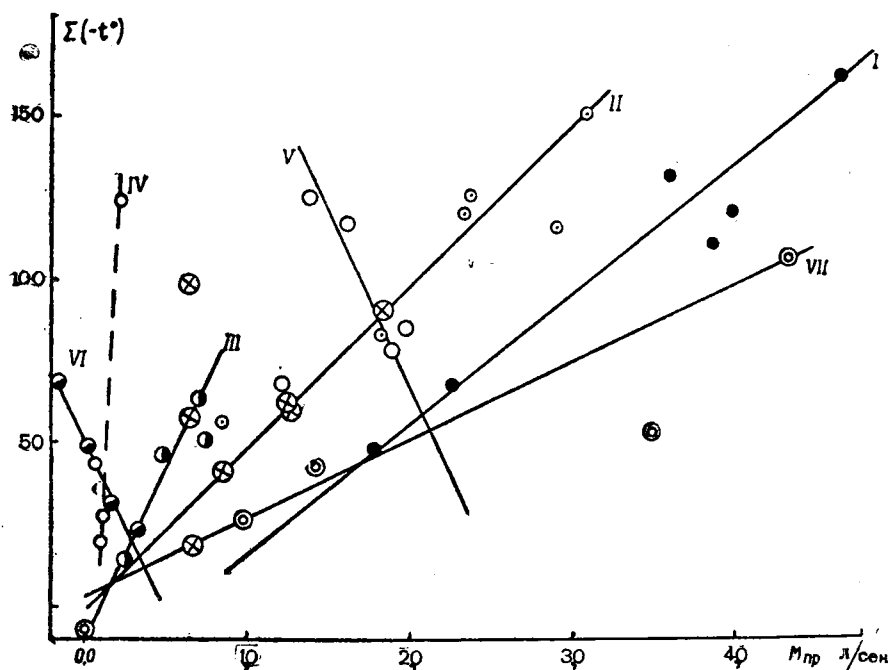


Рис. 10. Связь между суммами отрицательных среднесуточных температур воздуха и модулями предельных расходов.

I — р. Кама; *II* — р. Волга, р. Сакмара; *III* — р. Урал; *IV* — р. Тобол; *V* — р. Иртыш; *VI* — р. Ишим; *VII* — р. Томь.

Угловой коэффициент этих прямых характеризует способность потока к выхолаживанию, так как показывает интенсивность накопления сумм отрицательных среднесуточных температур воздуха, необходимых для замерзания.

Способность речного потока в равных гидравлических условиях накапливать к моменту замерзания те или другие суммы отрицательных температур воздуха определяется его теплозапасами и характером их пополнения, что для рек неозерных с незаболоченными бассейнами отчасти может быть охарактеризовано густотой речной сети.

Из системы притоков в главную реку воды приходят достаточно выхолаженными, и потому чем их приток больше, тем местный сток теплых грунтовых вод оказывает, как это показали работы В. В. Пиотровича [21], В. Д. Комарова [22], меньшее

Густота речной сети, $\lg$ углов наклона кривой связи $\Sigma(-f^\circ) = f(M)$ и приращения модулей стока

Река и пункт наблюдений	Густота речной сети (в км/км ²)	$\lg \alpha$	Приращение модуля на 1 км длины реки (в л/сек/км ²)
Кама, г. Пермь, Тарловка .	0,40—0,60	0,82	0,005
Волга, г. Васильсурск . . .	0,30—0,40	1,01	0,004
Сакмара, с. Сакмара . . .	0,30—0,40	1,01	0,004
Урал, с. Кушум	0,10—0,20	2,14	0,0011
Тобол, г. Кустанай	—	18,1	0,0007
Иртыш, г. Тобольск	—	—2,14	0,00002
Ишим, г. Актюбинск	—	—2,14	0,00002
Томь, г. Томск	—	0,46	0,009

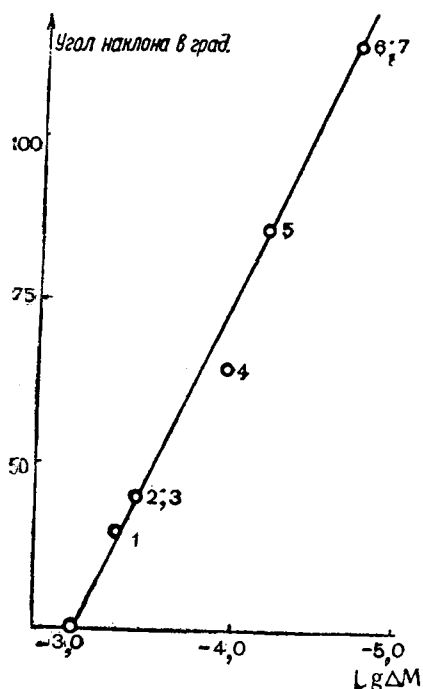


Рис. 11. Зависимость углов наклона кривых $\Sigma(f^\circ) = f(M_{п.})$ от величины приращения модулей стока на 1 км длины реки (номера при точках соответствуют порядку расположения вододельных постов в табл. 7).

связи между этими параметрами (рис. 11).

Не отклонилась от наметившейся закономерности и точка связи полугорной р. Томи, несмотря на значительные отличия

влияние на тепловое состояние потока. Следовательно, чем больше развита речная сеть, тем, при прочих равных условиях, в реку поступает больше выхолаженных вод.

Хотя сведения по густоте речной сети, помещенные в табл. 7, и являются ориентировочными, но порядок величин ими обрисовывается верно, и поэтому общий вывод об увеличении угла наклона кривых связей с уменьшением развития речной сети, т. е. с переходом к лесостепной и степной зонам, является достаточно обоснованным.

В соответствии с развитием речной сети находится и приращение модуля предделового расхода по длине реки. Таким образом, в конечном счете рассматриваемые углы наклона определяются для рр. Камы, Волги, Сакмары, Урала и Тобола приращением модуля предделового расхода по длине реки, что и подтверждается графиком

условий питания этой реки в предледоставный период от условий, свойственных другим бассейнам.

Данные по рр. Иртышу и Ишиму тоже не отклонились от этой закономерности, хотя приращение расхода по длине реки у них весьма мало.

Эти две реки на значительном расстоянии не имеют притоков и их воды сверху вниз по течению двигаются транзитом без значительных пополнений. Водный баланс каждого участка этих рек может быть охарактеризован следующим уравнением:

$$Q_{\text{вер}} + q_{\text{гр}} = Q_{\text{стока}},$$

где $Q_{\text{вер}}$ — расход воды, проходящей через верховый створ участка, $q_{\text{гр}}$ — приток местных грунтовых вод в пределах участка, а $Q_{\text{стока}}$ — расход воды, проходящей через нижний створ участка.

Воды верхового притока ($Q_{\text{вер}}$) подходят к участку уже выхоложенными. Температура же вод местного грунтового притока ($q_{\text{гр}}$) относительно высока и мало изменяется из года в год (см. табл. 8).

Таблица 8

Температура грунтовых вод, питающих р. Оку у д. Новинки в предледоставный период. Средняя за 9 лет (по данным В. Д. Комарова)

Расстояние от уреза (в м)	Глубина зеркала грунтовых вод (в м)	Температура грунтовых вод за расчетный период (в °С)	
		средняя	крайние из средних значений
56	3,1	6,0	5,3—6,2
56	5	6,1	5,4—6,3
82	10	6,4	5,4—6,9
139	18	7,3	6,1—8,2

Так как приток грунтовых вод практически постоянен, то изменение величины суммарного расхода определяется притоком верховых вод ($Q_{\text{вер}}$), и чем он больше, тем ниже температура воды на данном участке, т. е. меньшая сумма отрицательных температур воздуха будет накапливаться к началу замерзания.

Ф. И. Быдин [23], рассматривая связь между температурой воды и воздуха, пришел к заключению о зависимости теплового состояния речных вод от предшествовавших температур воздуха, что раскрывает отмеченное В. Б. Шостаковичем явление.

Л. Г. Шуляковский [24]) дал формулу для расчета продолжительности периода указанного влияния температур воздуха на температуры воды; но находит ее мало применимой из-за большой изменчивости коэффициента охлаждения в осенний период.

Методом подбора Ф. И. Быдин [23] получил для р. Свири наилучшую связь между температурой воды данного дня и средней температурой воздуха за предшествующие 20 дней. Л. Г. Шуляковский этим методом для рек бассейна Днепра установил, что наилучшая связь между температурами воды и воздуха получается за предшествующий период в 15 дней.

Ф. И. Быдиным было замечено, что одни и те же суммы отрицательных температур воздуха вызывают неодинаковые степени охлаждения воды в условиях различной интенсивности их накопления. При быстром накоплении этих сумм выхолаживание вод происходит в меньшей степени, чем при медленном. Л. Г. Шуляковский объяснил это различие уменьшением теплоотдачи водной поверхности на каждый градус отрицательной температуры воздуха с ее понижением.

По данным П. Вемельсфельдера [25] температуры воды в период их выхолаживания отстают от температур воздуха в среднем на 10%, что в основе не расходится с выводами Ф. И. Быдина.

Из рассмотрения обширного материала, в частности по рр. Оке, Каме, Вятке, также следует, что прямого соответствия в ходе среднесуточных температур воздуха и в процессах ледообразования, а также и в колебаниях уровней в это время не наблюдается. В большинстве случаев фазы ледообразования сдвинуты по отношению к понижениям температур воздуха в сторону запаздывания; то же можно отметить и относительно понижений уровней в это время.

В ноябре на каждый сантиметр падения уровня р. Оки приходились снижения температур воздуха у Орла — $0^{\circ},54$, у Муром — $2^{\circ},0$, а в декабре во всех трех пунктах эти величины отрицательных температур воздуха были более или менее одинаковы и в среднем равны — $1^{\circ},5$ (табл. 9).

Таблица 9

Суммы отрицательных среднесуточных температур воздуха и величины понижения уровней на р. Оке в 1939 г.

Пункт наблюдения	Ноябрь			Декабрь		
	Дата минимума уровней	ΔH (в см)	$\Sigma (-t^{\circ})$ за период понижения	Дата минимума уровней	ΔH (в см)	$\Sigma (-t^{\circ})$ за период понижения
г. Орел . .	24 XI	20	—10,8	13 XII	11	—16,7
г. Кашира .	24 XI	0	—11,7	14 XII	16	—24,9
г. Муром .	24 XI	9	—18,5	14 XII	24	—32,0

На р. Оке запаздывание реакции уровней на влияния температур воздуха отмечалось в 1—2 дня, а на р. Каме для створа у г. Перми оно определяется в 5—6 дней (табл. 10).

Связи оказались линейными, с малым разбросом точек, аналитическое выражение их следующее:

$$\begin{aligned} \text{р. Кама, г. Пермь, } \Delta H &= 3,19 \Sigma (-t^\circ) - 114, \\ \text{р. Вятка, г. Киров, } \Delta H &= 1,42 \Sigma (-t^\circ) - 14,5. \end{aligned}$$

где ΔH — понижение уровней (в см), а $\Sigma(-t^\circ)$ — сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха.

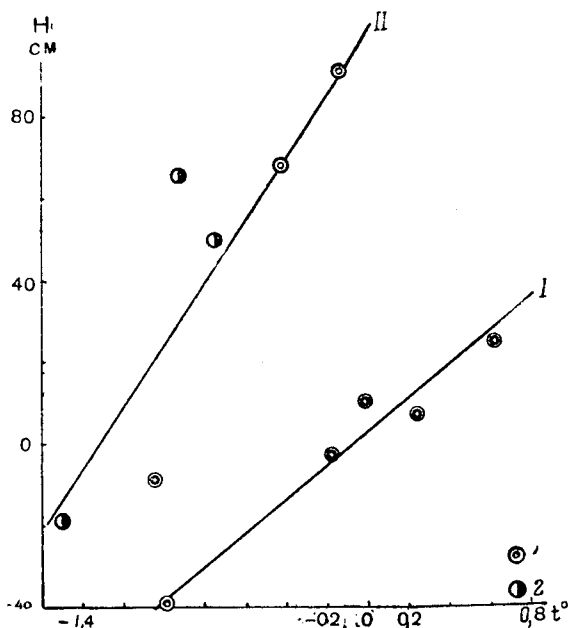


Рис. 12. Связь между сглаженными по двадцатидневкам температурами воздуха и характерными уровнями предельных понижений, 1939 г. (по абсциссе отложены сглаженные по скользящим двадцатидневкам температуры воздуха).

I — р. Вятка, г. Киров; *II* — р. Кама, г. Пермь; 1 — наивысший уровень перед „птичкой“, 2 — наинизший уровень „птички“.

Эти уравнения показывают, что для начала понижения уровней необходима некоторая начальная сумма отрицательных температур, для р. Камы приблизительно -30° , для р. Вятки $-10^\circ, 2$.

Выше, в описаниях режима уровней рр. Оки, Камы, Оби, отмечалось, что после некоторого предела накопившихся отрицательных температур воздуха падение уровней прекращается и сменяется их подъемом. Эти повышения объясняются усиленным ледообразованием, настолько стесняющим русло, что изменяются гидравлические условия протекания масс воды и, несмотря на продолжающиеся изъятия, пропускная его способность оказывается недостаточной.

Наибольшие подъемы вызываются образованием временного или постоянного ледостава в зажорно-заторных условиях.

Однако появление ледяного покрова даже без каких-либо зажоров и заторов неизбежно вызывает повышение уровней. Высота подъемов в этих случаях определяется увеличением смоченного периметра и сопротивлений для прохода русловых масс воды.

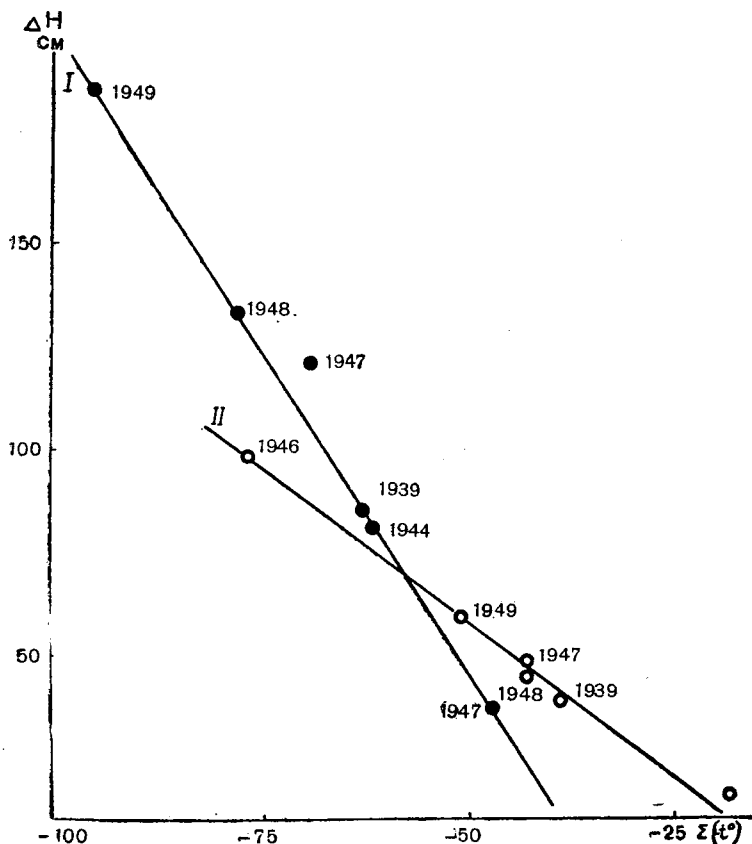


Рис. 13. Связь величины понижений уровней с суммами накопившихся среднесуточных отрицательных температур воздуха (год наблюдений указан при точках связи).

I — р. Кама, г. Пермь; *II* — р. Вятка, г. Киров.

Появление внутриводного льда или образование заторов только усиливает это явление, не изменяя его существа, что и проявляется главным образом в бо́льшей высоте подъема уровней.

В этих повышении уровней участвуют динамические факторы, развитие которых происходит скачкообразно не только во

времени, но и по длине реки и потому весь процесс принимает весьма сложный характер.

На рис. 14 для рр. Камы и Вятки помещены кривые связей между суммами отрицательных температур, накопившихся к ледоставу, и повышениями уровней.

Кривые связей показывают, что при малых суммах отрицательных температур их влияние на подъемы уровней относительно слабое (кр. II) и, наоборот, при больших весьма значительное (кр. I).

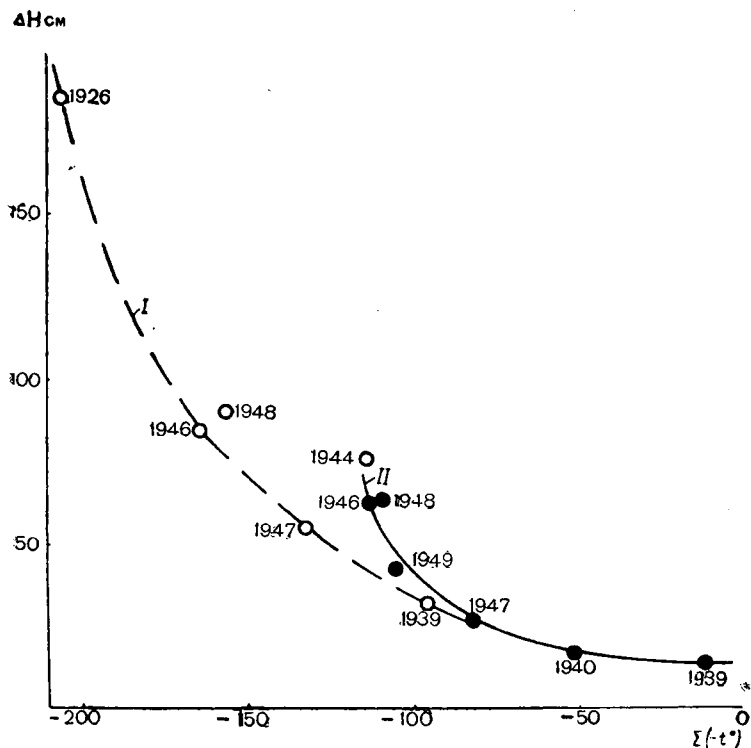


Рис. 14. Связь сумм отрицательных среднесуточных температур воздуха предледоставного периода с повышениями уровней от их минимума на „птичке“ до ледостава (годы наблюдений указаны при точках связи).

I — р. Кама, г. Пермь; II — р. Вятка, г. Киров.

Слабая реакция уровней на воздействия температур в нижних частях кривых объясняется в этих условиях вялостью всего процесса в целом.

Прогрессирующее увеличение их влияний при больших суммах, по всей вероятности, определяется не только увеличением интенсивности ледообразований, но и иным их качеством с точки зрения гидравлических свойств (шероховатости и степени зажорности).

Вопросами изменения водоносности рек в зимний период занимались достаточно давно. Е. В. Близняк [26], Н. Н. Соколов [11], В. Н. Вальман [14], затем Ф. И. Быдин [27—30] и Р. А. Флерова [31] подробно изучали этот вопрос, в частности Флерова отмечала снижение водоносности с понижением температур воздуха. В. Г. Гойт [32] еще в 1913 г. писал о связи величин расходов воды в зимний сезон с температурами воздуха: «Повышение температуры увеличивает расход воды, даже если она поднимается не выше нуля, по той причине, что при этом повышается приток грунтовых вод в русло реки.

Если же температура поднимается выше нуля, то расход воды увеличивается и благодаря притоку от таяния льда и снега».

Таким образом, этот вопрос не является новым, но освещен далеко не полностью, особенно для предледоставного периода, так как его изучение осложняется недостаточностью измерений расходов воды в это время.

В рассматриваемых ниже примерах лишь по двум пунктам р. Камы имеется для 1939 г. более или менее достаточное количество измеренных расходов, а именно по в/п в/п Тарловке и Соколы Горы.

По этим данным следует, что в периоды формирования ледоставных «птичек» имеет место не только снижение уровней, но и уменьшение расходов воды.

Ледоставные и предледоставные понижения уровней формируются при образовании льда в русле, что создает дополнительные сопротивления для прохода воды. Падение уровней в этих условиях может произойти только при значительном уменьшении расходов воды.

Выше отмечалось, что при особо резких и глубоких понижениях температур, в реках образуется так много льда, что увеличение сопротивления проходу воды становится доминирующим процессом и, несмотря на уменьшение расходов, уровни поднимаются.

Вниз по течению модули расходов при падении водоносности в период развития ледообразовательных процессов изменяются таким же образом, как годового стока и стока за зимний сезон.

Так, например, для р. Камы от верховьев к низовьям норма стока уменьшается от 8,0 до 4,0 л/сек, а модули среднемесячного минимального стока за зимний сезон, по карте Л. Н. Попова [33], от 1,8 до 0,8 л/сек. Та же тенденция наблюдается и для минимумов предледоставных понижений стока (табл. 11).

Следует отметить, что в верхнем участке реки модули расходов в момент прохождения минимумов ледоставных понижений значительно больше, чем в периоды минимума за весь сезон, а в низовьях они по величине совпадают.

**Изменения характерных расходов и модулей предледоставных и ледоставных понижений уровней р. Камы
в 1939 г.**

Пункт наблюдений	Площадь бассейна (в км ²)	Первое предледоставное понижение уровней			Второе предледоставное понижение уровней			Ледоставное понижение уровней		
		Начало понижения	Минимум	Конец повышения	Начало понижения	Минимум	Конец повышения	Начало понижения	Минимум	Конец повышения
с. Гайны	27 650	$\frac{308}{11,1}$	$\frac{154}{5,57}$	$\frac{199}{7,20}$	$\frac{199}{7,20}$	$\frac{174}{6,30}$	$\frac{177}{6,40}$	$\frac{177}{6,40}$	$\frac{64,5}{2,33}$	$\frac{111}{4,02}$
г. Березники . . .	83 780	$\frac{880}{10,5}$	$\frac{302}{3,60}$	$\frac{517}{6,16}$	$\frac{517}{6,16}$	$\frac{311}{3,71}$	$\frac{410}{4,89}$	$\frac{410}{4,89}$	$\frac{271}{3,24}$	$\frac{355}{4,23}$
г. Пермь	167 800	$\frac{1600}{9,56}$	$\frac{830}{4,95}$	$\frac{1110}{6,63}$	$\frac{1110}{6,63}$	$\frac{565}{3,37}$	$\frac{550}{3,28}$	$\frac{550}{3,28}$	$\frac{220}{1,31}$	$\frac{345}{2,06}$
г. Оса	178 900	$\frac{1480}{8,28}$	$\frac{802}{4,48}$	$\frac{1060}{5,93}$	$\frac{1060}{5,93}$	$\frac{731}{408}$	$\frac{836}{4,68}$	$\frac{836}{4,68}$	$\frac{434}{2,42}$	$\frac{707}{3,95}$
с. Яромаска	188 500	$\frac{1580}{8,39}$	$\frac{999}{5,30}$	$\frac{1110}{5,90}$	$\frac{1110}{5,90}$	—	—	—	$\frac{2,96}{1,57}$	$\frac{428}{2,86}$
д. Тарловка	367 600	$\frac{1790}{4,88}$	$\frac{1280}{3,49}$	$\frac{1340}{3,66}$	$\frac{1340}{3,66}$	$\frac{524}{1,45}$	$\frac{588}{1,80}$	$\frac{588}{1,80}$	$\frac{384}{1,08}$	$\frac{713}{1,95}$
с. Сокольи Горы . .	504 400	$\frac{2230}{4,43}$	$\frac{1710}{3,40}$	$\frac{1840}{3,66}$	$\frac{1840}{3,66}$	$\frac{575}{1,14}$	$\frac{629}{1,14}$	$\frac{629}{1,25}$	$\frac{519}{1,03}$	$\frac{1110}{2,20}$

Примечание. В числителе даны расходы воды в м³/сек, в знаменателе соответствующие им модули в л/сек с 1-км².

Если принять, что уменьшение водоносности реки, вследствие срабатывания запасов вод, происходит по плавной кривой, огибающей график среднесуточных секундных расходов сверху, а изъятия на ледообразование определяются площадью, заключенной между этой кривой и самим графиком в пределах понижения, то за срок в 6 дней (с 20 по 25 ноября) сток р. Камы у створа с. Тарловки уменьшился по этой причине на $77,7 \text{ м}^3 \times 10^6$.

Таблица 12

Уменьшение стока в периоды прохождения ледоставных понижений уровней на р. Каме в 1939 г.

Пункт наблюдений	Расстояние между створами (в км)	Время добега-ния (в сутках)	Дата минимума понижения	Опере-жение по ниже-нию вре-мени до-бега-ния воды (в днях)	Объем по-нижений стока		Состоя-ние реки
					10^6 м^3	в мм слоя	
г. Березники .	248	7,5	20 XI		30,1	0,36	Лдх.
г. Пермь . . .	198	6,5	22 XI	5,5	95,0	0,57	Заб., лдх.
г. Оса	218	8,8	25 XI	3,5	97,4	0,54	Заб., лдх.
с. Яромаска .	217	7,6	1 XII	2,8	182,0	0,86	Лдст.
д. Тарловка .			1 XII	7,6	77,7	0,23	Заб., лдх.
с. Соколы Го- ры	87	2,3	2 XII	1,3	42,7	0,1	Лдст.

В табл. 12 помещены данные об уменьшении стока по ряду створов р. Камы, причем оказывается, что существует связь между объемами понижений стока и той скоростью, с которой они продвигаются вниз по реке.

При скоростях продвижения вниз по реке этих понижений стока, равных скоростям течения воды, их объемы наибольшие и, ориентировочно, равны $260 \times 10^6 \text{ м}^3$.

При больших скоростях продвижения понижений стока, когда они подходят от верхнего створа к нижнему на 6—7 дней ранее, чем добегают воды, объемы наименьшие и приблизительно равны $70—80 \times 10^6 \text{ м}^3$.

Такой характер описываемой связи находит себе объяснение в следующем. В первом случае происходит суммирование волн понижений стока верхового происхождения, во втором случае они формируются только за счет местных его задержек и изъятий.

Как уже отмечалось выше, раннее установление ледяного покрова у створа Соколы Горы повело к сглаживанию понижений уровней верхового происхождения, оказавшихся здесь под льдом, что в какой-то мере отразилось и на уменьшении понижения расходов воды.

В каком соотношении находится подобное уменьшение водности реки с изъятиями на ледообразование, дает представление табл. 13, в которой по наблюдаемым суммам отрицательных температур воздуха подсчитана по формуле Ф. И. Быдина толщина ледяного покрова и вычислены изъятия воды из русла реки на образование льда. Ввиду ориентировочности подсчетов, пересчет объема льда на воду не производился.

Таблица 13

Расчет изъятий на ледообразование из р. Камы в 1939 г.

Название пункта	Расстояние между постами (в км)	Средняя ширина русла (в м)	Площадь зеркала между постами (в км ²)	Период спада «птички» уровней (в днях)	$\Sigma (-t^\circ)$ воздуха за спад (в °C)	Слой льда по Ф-ле Быдина (в см)	Объем изъятия на ледообразование (в м ³ × 10 ⁶)
с. Гайны . . .	284	400	113,6	3	—3,9	3,96	6,98
г. Березники .	248	450	111,6	5	—17,4	8,32	10,25
г. Пермь . . .	198	550	108,8	4	—32,3	11,36	12,88
г. Оса	218	550	120,0	5	—38,1	12,36	13,60
с. Яромаска .	217	500	108,5	7	—48,0	13,8	
д. Тарловка . .							
Всего . . .							43,71

Примечание. Суммы температур получены по в/п г. Пермь.

Из сравнения табл. 12 и 13 следует, что даже значительные изъятия на ледообразование в главной реке составляют не более 10% объема ледоставных уменьшений стока.

Л. М. Ковалев [6] полагает, что размер последующего за прохождением предледоставного минимума увеличения расходов воды является показателем объема изъятия на ледообразование, что не согласуется с выводами, полученными по табл. 12 и 13. Кроме того, величины изъятий на ледообразование, вычисленные так, как это предложено Л. М. Ковалевым, по двум вариантам: 1) в качестве верхнего предела восстановления расходов взята точка перелома крутого подъема графика расходов воды к пологой части, 2) за этот предел принят максимум подъема, оказываются во много раз больше аккумулированных в ледяном покрове запасов воды, как об этом можно судить по данным табл. 14.

Это обстоятельство также свидетельствует, что формирование предледоставных минимумов стока происходит не столько от изъятий на ледообразование в русле реки, сколько от задержки в замерзшем плесе русловых запасов воды.

Средние скорости потока под ледяным покровом при одина-

ковых уровнях, в два—три раза меньше, чем при открытом русле. Это обстоятельство и ведет к срабатыванию запасов воды нижнего открытого плеса в условиях замедленного пополнения водами верхового замерзшего плеса.

Таблица 14

Объем изъятий на ледообразование из р. Камы в 1939 г.

Пункт наблюдений	Объем изъятий (в $\text{м}^3 \times 10^6$)	
	1-й вариант	2-й вариант
г. Пермь	51	250
г. Оса	41	124
д. Тарловка	56	326
с. Яромаска	75	94
с. Соколы Горы	26	864

Вслед за установлением ледяного покрова и на нижнем плесе приход туда задержанных ледоставом в верхнем участке вод определяет повышение расходов воды.

На гидрографе это восстановление водоносности выражается весьма крутой ветвью подъема.

Такое явление развито на реках с более ранним установлением ледяного покрова в верхнем течении, по сравнению с нижним, и отсутствует на реках, замерзающих сначала в нижнем течении.

На гидрографах таких рек при ледяном покрове во многих случаях выделяется начальная крутая часть, сменяющаяся более плавным подъемом, как, например, в 1939 г. на р. Каме у гг. Пермь, Оса, Яромаска и т. д. (рис. 6).

На рис. 16 показана схема изменения, при появлении ледяного покрова, расходов и уровней реки, в общем аналогичная составленной ранее Ф. И. Быдиным [3].

По этой схеме весь процесс понижения уровней (и расходов воды) перед ледоставом в условиях замерзания реки сверху вниз по течению можно представить себе следующим образом.

Образовавшийся на верховом плесе ледяной покров уменьшает скорости течения и ухудшает условия питания нижнего открытого плеса, что приводит к сработке его запасов воды и, в первую очередь, участка, прилегающего к кромке ледяного покрова, а затем эта волна понижения водоносности распространяется далее вниз по течению.

При шероховатости нижней поверхности льда, равной по величине шероховатости стенок русла, через живое сечение проходит 0,63 летнего расхода воды, вследствие уменьшения примерно вдвое гидравлического радиуса. Компенсация пропускной

способности русла, вследствие увеличения живого сечения, происходит не в полном размере.

По этой причине ниже кромки ледяного покрова непосредственно после его образования в верхнем плесе должно проходить уменьшенное количество воды.

В табл. 15 помещены данные об уменьшении расходов воды на р. Каме при образовании ледяного покрова, подтверждающие высказанное положение.

Таблица 15

Расходы воды при образовании ледяного покрова
на р. Каме в 1939 г.

Пункт наблюдений	Расходы воды в реке (в $\text{м}^3/\text{сек}$)		
	до понижения	в день ледостава	$\frac{Q_{\text{лест.}}}{Q_0}$
с. Гайны	177	69	0,39
г. Березники	410	271	0,66
г. Пермь	1100	326	0,59
г. Оса	836	517	0,62
с. Яромаска	950	578	0,61
д. Тарловка	1340	400	0,30
с. Соколье Горы	1840	690	0,38
Средний			0,51

Примечание. Q_0 — устойчивый предледоставный расход.

Выше, в табл. 13 и 14, было показано, что на ледообразование в самой реке расходуется в рассматриваемый период примерно 10% объема предледоставного понижения. Если учесть это обстоятельство, то окажется, что (по табл. 16) в среднем на р. Каме появление льда ведет к понижению расхода воды на 0,37 Q_0 .

Данные табл. 15, помимо подтверждения предположения о величине снижения расходов под влиянием верхового ледостава, приводят к выводу, что на реках с плавным продольным профилем, протекающих с севера на юг, при осеннем ледоставе не формируется сколько-нибудь значительных заторов и зажоров.

Это же объясняет и отмеченное выше различие в режимах уровней предледоставного периода правых и левых притоков р. Камы. Левые притоки замерзают сначала в верховьях, откуда ледостав распространяется вниз по течению, именно поэтому на них и наблюдаются в это время понижающиеся уровни.

В случае задержки в продвижении вниз по реке кромки ледяного покрова понижение расходов компенсируется приходом сверху, из участков закрытого русла, задержанных ледоставом вод, вследствие чего в нижнем открытом плесе происходит вос-

**Характерные расходы воды в предледоставный и начальный
ледоставный периоды р. Камы**

Годы	Расходы воды (в $\text{м}^3/\text{сек.}$) и даты наблюдения			$\frac{Q_{\text{восст}}}{Q_0}$	$\frac{Q_{\text{восст}}}{Q_{\text{мин}}}$
	Q_0	$Q_{\text{мин}}$	$Q_{\text{восст}}$		
В/п г. Пермь					
1938	900 — 10 XI	100 — 17 XI	400 — 29 XI	0,44	4,40
1939	1100 — 14 XI	218 — 23 XI	477 — 17 XI	0,43	2,18
1944	996 — 1 XI	310 — 11 XI	510 — 27 XI	0,51	1,85
1945	1480 — 5 XI	490 — 17 XI	770 — 2 XI	0,52	1,57
1947	1290 — 4 XI	260 — 3 XI	630 — 20 XII	0,49	2,40

В/п д. Тарловка

1938	1250 — 10 XI	430 — 30 XI	805 — 10 XII	0,64	1,88
1939	1340 — 15 XI	384 — 5 XII	709 — 20 XII	0,53	1,84
1940	1000 — 19 X	450 — 11 XI	720 — 29 XI	0,72	1,60
1942	3750 — 6 XI	1040 — 29 XI	1350 — 20 XII	0,36	1,30
1945	2930 — 25 X	835 — 23 XI	1395 — 9 XII	0,98	1,67
1947	2120 — 17 XI	530 — 11 XII	1150 — 31 XII	0,54	2,17
1950	2400 — 1 XI	750 — 24 XI	1200 — 12 XII	0,50	3,34

Примечание. Выделены измеренные расходы.

становление водоносности. Такой случай наблюдался на р. Каме у створа с. Тарловки в 1938 г. (рис. 6).

При достаточно быстром продвижении кромки льда вниз по течению верховые задержанные воды не успевают подойти, и местный ледяной покров образуется при минимальных расходах и наинизших уровнях.

В случаях опережения местным ледоставом сроков его установления в вышележащих участках он формируется при сни-

Таблица 17

**Характерные расходы воды в предледоставный период р. Камы
в 1939 г.**

Пункт наблюдений	Расходы воды (в $\text{м}^3/\text{сек.}$) и даты наблюдений			$\frac{Q_{\text{восст}}}{Q_0}$	$\frac{Q_{\text{восст}}}{Q_{\text{мин}}}$
	Q_0	$Q_{\text{мин}}$	$Q_{\text{восст}}$		
г. Пермь	1100 — 14 XI	218 — 23 XI	477 — 17 XII	0,43	2,18
с. Яромаска . . .	1130 — 6 XI	320 — 1 XII	399 — 9 XII	0,35	1,25
д. Тарловка . . .	1340 — 15 XI	384 — 5 XII	709 — 20 XII	0,53	1,84
с. Соколы Горы	1840 — 14 XI	520 — 2 XII	1090 — 23 XII	0,59	2,17

Примечание. Выделены измеренные расходы.

жающейся водоносности рек и падающих уровнях, минимумы которых наблюдаются уже под ледяным покровом.

Такой случай имел место на р. Кама в створе Соколы Горы в 1939 г. (рис. 6).

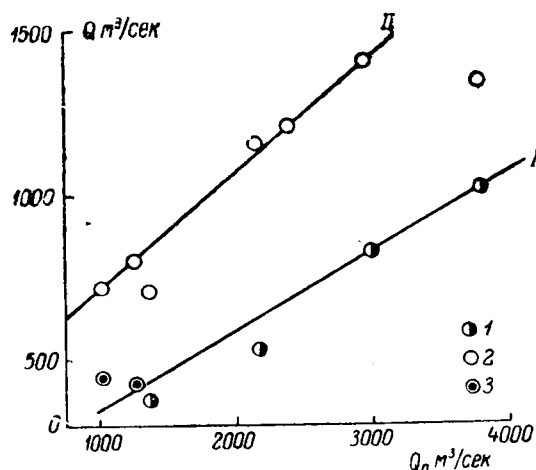


Рис. 15. Зависимости $Q_{\text{мин}}$ и $Q_{\text{восст}}$ от устойчивых расходов открытого русла (Q_0). Р. Кама, с. Тарловка.

I — кривая для минимальных расходов предледоставных понижений ($Q_{\text{мин}}$); II — кривая для максимальных восстановленных расходов под ледяным покровом ($Q_{\text{восст}}$); 1 — $Q_{\text{мин}}$; 2 — $Q_{\text{восст}}$; 3 — $Q_{\text{измер}}$.

Таким образом, в описанном виде ледостава намечается три характерных типа, отличающихся режимом уровней и расходов воды в зависимости от скорости продвижения сверху вниз кромки ледяного покрова.

Генезис предледоставных понижений уровней и расходов заставляет предполагать наличие тесной зависимости величины их предледоставных минимумов от предшествовавшей водоносности реки, что хорошо видно по табл. 16, 17 и рис. 15.

Эта зависимость для р. Камы выражается следующим уравнением:

$$Q_{\text{мин}} = 0.268Q_0 + 25,$$

где $Q_{\text{мин}}$ — минимальный расход в период предледоставной «птички» уровней, Q_0 — предшествовавший расход открытого русла.

Величина понижений уровней перед ледоставом («птички» уровней) в рассматриваемом его типе, как уже указывалось, в основном определяется задерживающим влиянием ледяного покрова на сток, а оно выражается соотношением $Q_{\text{зим}} = 0,63 Q_{\text{лет}}$, если шероховатость нижней поверхности льда примерно такая же, как и у стенок русла, и повышений уровней не происходит.

Полагая возможным для ориентировочных подсчетов принять, что а) участок русла имеет неизменную среднюю глубину при открытой водной поверхности (для устойчивых предледоставных уровней — H_0), б) уклон однообразен для всего участка (i_0), то в условиях неизменной водоносности получим для участка № 3 реки (рис. 16) среднюю глубину, равную $0,63 H_0$.

В табл. 18 помещены наблюдаемые величины средних глубин H_0 до замерзания и в момент прохождения «птички» уровней.

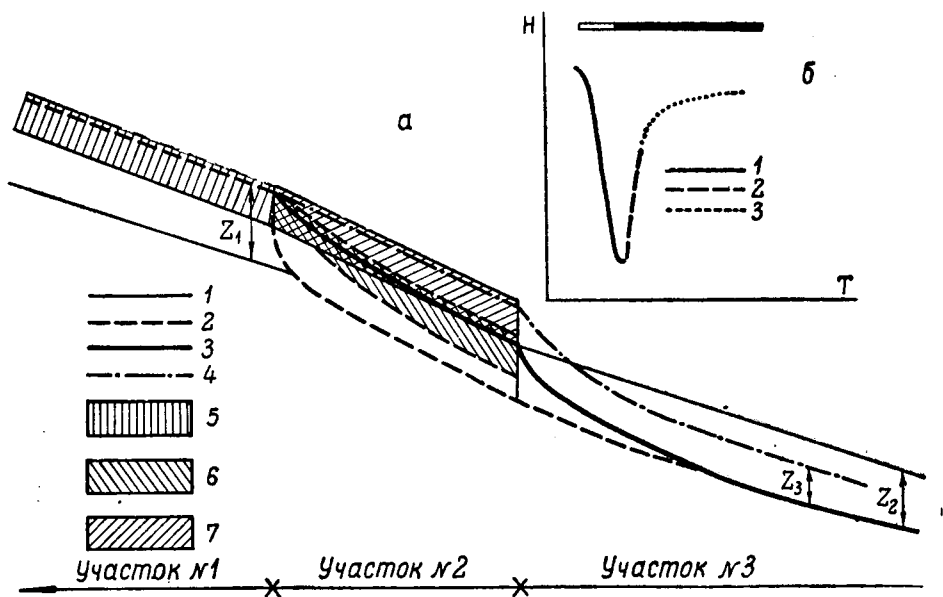


Рис. 16. Схема установления ледяного покрова при его распространении вниз по реке.

а—схема изменений уровней: 1 — уровенная поверхность до ледостава; 2 — та же поверхность на участках № 2 и № 3 после установления ледяного покрова на участке № 1; 3 — та же поверхность на участке № 2 при ледяном покрове на участке № 3 и без него; 4 — то же при условии подпора задержанных верховым ледоставом русловых запасов вод; 5 — ледяной покров на участке № 1; 6 — то же на участке № 2 до подхода задержанных сверху вод; 7 — то же после их прихода; Z_1 — повышение уровней от добавочных сопротивлений ледяного покрова; Z_2 — понижение уровней вследствие уменьшения расходов воды, Z_3 — высота подъема, вызванная приходом задержанных верховым ледоставом вод. *б* — схематический график колебаний уровней: 1 — понижение уровней в период ледохода; 2 — повышение уровней от сопротивлений ледяного покрова; 3 — повышение уровней от прихода вод, задержанных ледоставом в верхнем течении.

Таблица 18

Соотношение средних глубин предледоставных установившихся и наинизших на „птичке“ уровней на р. Каме

Год	Предледоставный установившийся уровень (в см.)	Средняя глубина, H_0 (в м.)	Дата	Наинизший уровень „птички“ (в см.)	Средняя глубина при наинизшем уровне	
					в м.	в долях от H_0

г. Пермь

1938	38	2,86	9 XI	—48	2,44	0,79
1939	90	3,00	2 XI	—19	2,34	0,78

с. Сокольи Горы

1938	50	3,46	10 XI	—3	2,96	0,85
1939	90	3,80	7 XI	19	3,15	0,83

Примечание. Средние глубины для соответственных уровней получены по кривым связей.

Как видно из приведенного в табл. 18 материала, в совершенно различные по характеру хода уровней в подледоставные периоды рассматриваемые соотношения оказались для каждого створа имеющими устойчивое значение. Оно несколько больше, чем следовало по вышеприведенным соображениям, т. е. «птички» уровней оказываются менее глубокими, что объясняется влиянием подпоров от существовавших в эти отрезки времени заберегов.

На основе вышеизложенного представляется возможным производить прогностический расчет этого рода понижений уровней для каждого створа в отдельности.

Точность расчета в значительной мере определяется правильностью предвидения той ледовой фазы, при которой наступают наинизшие уровни. Так, например, в створе г. Пермь минимум «птички» уровня наблюдался при заберегах, что определило его превышение против возможного на 13%, а у Соколых Гор при ледоставе и превышение оказалось равным 22%. Этот расчет применим только к случаям установления ледяного покрова сверху вниз по реке.

Измеренные расходы воды подтверждают факт повышения водоносности под ледяным покровом, что для рассматриваемого вида ледостава может происходить только от подхода сверху задержанных вод.

Это восстановление водоносности происходит достаточно медленно вследствие малой скорости течения под ледяным покровом. По данным табл. 17, восстановление расходов совершается за срок не менее чем в 10 дней после прохождения минимума уровней, в большинстве же случаев имеет большую продолжительность (до 47 дней).

Восстановление расходов совершается не в полном размере вследствие падения питания реки и расходования части вод на ледообразование.

Исследование вопроса осложняется недостаточностью количества измеренных расходов, но, принимая во внимание плавность колебаний водоносности реки в это время, все же можно сделать некоторые выводы и по имеющимся данным.

Из анализа табл. 16, 17 и рис. 15 следует, что восстановление водоносности реки происходит с определенной закономерностью, т. е., чем больше предледоставная величина расходов воды, тем в большей степени совершается восстановление.

Такая закономерность для р. Камы у в/п с. Тарловки определяется уравнением

$$Q_{\text{восст}} = 0,352Q_0 + 365,$$

где $Q_{\text{восст}}$ — искомый расход под ледяным покровом, а Q_0 — наибольший расход до ледовых явлений.

ГЛАВА III

РЕЖИМ РЕК В ПЕРИОД ЛЕДОСТАВА

РЕЖИМ УКЛОНОВ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ РЕК И КОЭФФИЦИЕНТОВ ШЕРОХОВАТОСТИ

Появление льда на реках вносит большие изменения в гидравлические характеристики их потоков, что проявляется в уменьшении скоростей, повышении уровней, изменении уклонов водной поверхности и увеличении сопротивлений для прохода русловых масс воды. Однако до настоящего времени измерений уклонов водной поверхности под ледяным покровом, за отдельными редкими исключениями, не производилось. Несколько больше имеется данных по зимним коэффициентам шероховатости, однако и они изучены далеко не достаточно для обоснованного всестороннего освещения вопроса.

Рассматриваемые характеристики представляют большой интерес для практических целей, в частности для целей уточнения расчетов расходов воды под ледяным покровом. Методика этих расчетов остается до сего времени неудовлетворительной, главным образом по причине крайнего недостатка сведений об уклонах и коэффициентах шероховатости при ледяном покрове и в переходные периоды.

На изменение уклонов водной поверхности в зимний сезон обращал внимание еще Е. В. Близняк [26], позже Е. И. Иогансон [16] на основании исследований р. Волхова указывал на различия в изменениях уклонов водной поверхности в равнинных и порожистых участках рек: «Таким образом, после замерзания Волхова происходит вообще перераспределение уклонов. На плесовых участках оно является нормальным и согласованным с сопротивлением русла под ледяным покровом, в порожистом оказывается искаженным вследствие нарастания пятр, вызывающих подпор».

По его данным, на этой реке на участке с плавным падением (Селищенские казармы — г. Волхов, 21 км) уклон, измеренный в начале ледоставного периода (5 декабря 1923 г.), был равен 0,0087, а меженный летний 0,0019. В середине зимы на том же

участке уклон, измеренный 22 февраля 1924 г., оказался равным летнему (0,0019).

На той же реке, но на порожистом участке — у Гостинополья уклон, измеренный 22 февраля 1924 г., был равен 0,060, а меженный летний 0,175.

Ф. И. Быдиным [3] были разработаны схемы распространения ледостава по большим рекам и связанные с этим типы колебаний уровней. Из рассмотрения их вытекает, что в условиях замерзания рек, начиная с нижнего течения, перед кромкой льда создается подпор. Кривая подпора имеет минимальные уклоны у его начала и максимальные в зоне выклинивания. При замерзании рек сверху вниз по течению ниже кромки льда появляется кривая спада, соответствующим образом отражающаяся и на уклонах поверхности воды.

Уклон летом в межень	0,0019
в начале ледостава	0,0087
в середине зимы	0,0019
Уклон летом в межень	0,175
в середине зимы	0,060

Следовательно, в предледоставный период уклоны водной поверхности определяются характером замерзания реки.

Для такой порожистой реки, как Свирь, Ф. И. Быдин приводит по участку у створа с. Пиркиничи график колебаний уклонов за год, в том числе и за зимний сезон.

По этому графику видно, что уклоны резко меняются в начале ледоставного периода, а затем довольно устойчивы вплоть до начала весенней прибыви воды.

Г. К. Лоттером [34, 35] была сделана попытка разработать теоретическую сторону данного вопроса. Однако его работы ограничились рассмотрением закономерностей в изменении уклонов на каналах и потоках в подпертом состоянии.

Почти одновременно с ним за рубежом О. Девик [20] опубликовал исследование, посвященное этому же вопросу. Принятые им исходные положения о равенстве влияний нижней поверхности ледяного покрова и стенок русла на гидравлические свойства потока не соответствуют существу процесса и потому его выводы оказываются применимы лишь к частному случаю, когда шероховатость нижней поверхности ледяного покрова равна шероховатости русла.

Наиболее обстоятельно гидравликой потока под ледяным покровом и, в частности, кривыми его поверхности занимался П. Н. Белоконь [36—39]. Он пришел к выводу, что уклоны потоков под ледяным покровом претерпевают перераспределение и только в случае правильного призматического русла с неизменной шероховатостью зимняя кривая уклонов подобна летней. Из его данных следует, что под ледяным покровом на перекахах уклоны больше, а на вышележащих плесах меньше, чем при

открытом русле. Это отрицательное приращение уклонов на плесах уменьшается по мере удаления от переката вверх по реке.

Сказанное хорошо иллюстрируется табл. 19, составленной по данным, заимствованным у П. Н. Белоконь. Из нее следует, что зимние уклоны на перекатах могут быть в полтора раза больше, а на плесах вдвое меньше летних их значений.

Таблица 19

Уклоны при открытом русле и под ледяным покровом для одного и того же расхода воды $Q = 3540 \text{ м}^3/\text{сек}$

№ створов снизу вверх по реке	Характер участка между створами	Превышение $H_{\text{зим}}$ над $H_{\text{лет}}$ при равно-великом расходе	Уклоны в 10^{-6}		$\frac{i_{\text{зим}}}{i_{\text{лет}}}$
			открытого русла 30 VII 1931 г. $i_{\text{лет}}$	закрытого русла 1 I 1932 г. $i_{\text{зим}}$	
1	Пережат	2,69	905	1070	118
2	Плес	2,95	308	150	0,49
3	"	2,73	400	350	0,88
4	"	2,67	185	260	1,41
5	"	2,77	405	254	0,63
6	"	2,57	274	238	0,87
7	"	2,51	384	322	0,84
8	"	2,40	230	130	0,57
9	Сумма	2,30	3091	2774	—
	Сумма без учета переката	23,59	2186	1704	—
	Среднее	20,90	378	347	0,90
	Среднее без учета переката	2,62	273	213	0,78
		2,61			

Зимние уклоны на плесе имеют по сравнению с летними более выравненный характер, что свидетельствует о подпорном влиянии сопротивлений, возникающих на перекатах.

Большой интерес представляет методика расчета уклонов для зимних условий, разработанная П. Н. Белоконь, однако она имеет чисто теоретическое значение, так как для ее применения требуются данные, получение которых представляет большую сложность, чем непосредственное измерение.

Все вышеизложенное относилось к большим рекам с течением плесово-перекатного характера. Порожистые реки, как это видно из приведенных данных Е. И. Иогансона, обладают чрезвы-

чайно большой изменчивостью уклонов в зимний сезон, на что обращал особое внимание и П. Н. Белоконь.

Малые реки, замерзающие более или менее одновременно путем сближения берегов, по всей вероятности сохраняют и под ледяным покровом значения уклонов, близкие к летним. Только при значительных падениях их водоносности, оседаниях льда на перекатах и их промерзании уклоны резко меняются.

В течение зимнего сезона на больших реках намечается определенный режим уклонов, причем можно выделить четыре характерных периода.

1. Предледоставный период, в котором уклоны сохраняют значения, свойственные открытому руслу. Только в зонах кривых подпоров от продвигающейся вверх по реке кромки льда или спада от спускающейся по ней вниз этой кромки и от местных заторов уклоны меняют свои значения.

2. Начальный период ледостава, отличающийся наибольшими изменениями уклонов.

3. Период устойчивого ледостава, когда уклоны мало изменчивы во времени.

4. Предвесенний период, когда происходит значительное изменение уклонов, определяемое вначале уменьшением сопротивлений со стороны ледяного покрова для прохода воды по руслу, а затем энергичным поступлением талой воды.

Л. Г. Шуляковский [24], опираясь на наблюдения на р. Оке, пришел к заключению о равенстве летних и зимних уклонов на нешугоносных реках.

Поскольку исходного наблюдательного материала в этой работе автор не приводит, то можно думать, что его вывод относится, во-первых, к участкам, расположенным в верхних частях плесов, во-вторых — к периоду стабильного состояния ледяного покрова.

Так как с появлением ледяного покрова происходит перераспределение уклонов водной поверхности рек, то при расчетах зимних расходов в общем случае пренебрегать изменениями их значений необоснованно.

Однако, как выше отмечено, величина этих изменений неодинакова на реках различного характера и размеров, а также в тех или иных их участках. Кроме того, в разные периоды зимнего сезона различия между летними и зимними значениями уклонов также неодинаковы. Поэтому возможность пренебрежения описанными изменениями уклонов определяется в каждом конкретном случае его условиями. Для порожистых рек, в особенности для начального ледоставного периода, это невозможно, а для верховых участков плесов рек с плавным продольным профилем, для периода стабильного состояния ледяного покрова, вполне закономерно.

Впервые в отечественной литературе сведения о коэффициентах шероховатости за зимний сезон были опубликованы в 1911 г.

в виде единичных данных в «Трудах комиссии по электрогидравлической описи водных сил России».

Только спустя много времени, уже в советский период Н. П. Пузыревский [34] дал решение для расчета скоростного коэффициента формулы Шези для закрытого русла, основанное на принципе учета различной его шероховатости по смоченному периметру. Н. Н. Павловский [40] построил по тому же типу новую формулу расчета этого коэффициента, а Г. К. Лоттер про извел анализ этих формул и установил, что расчеты по ним дают расхождения в величинах скоростного коэффициента до 15%. Лоттер пришел к выводу, что при малой шероховатости нижней поверхности льда целесообразнее принимать формулу Н. П. Пузыревского, а при большой — Н. Н. Павловского.

Иллюстрируя влияние различной шероховатости на пропускную способность русла, Г. К. Лоттер привел ряд значений отношений скоростного коэффициента формулы Шези при зимних условиях к его величине при открытом русле, из которых следует, что геометрические характеристики живого сечения незначительно влияют на рассматриваемое соотношение.

Для рр. Свири и Волхова по трем упомянутым формулам им был подсчитан коэффициент шероховатости нижней поверхности льда для длинных и коротких участков.

Эти данные показали, что коэффициенты шероховатости к весне уменьшаются и при наличии шуги и торосистости льда они больше, чем при гладкой и чистой его нижней поверхности.

В окончательном выводе им приняты следующие значения рассматриваемого коэффициента (табл. 20).

Таблица 20

Характерные значения коэффициента шероховатости нижней поверхности льда

Скорость течения (в м/сек)	Характеристика ледяного покрова	Коэффициент шероховатости
0,4 — 0,6	Ледяной покров сплошной без майн, шуги нет	0,010 — 0,012
0,4 — 0,6	Имеются майны, небольшое количество шуги	0,016 — 0,018
0,6	Майн и шуги нет	0,014 — 0,017
0,6	Имеются майны и шуга	0,017 — 0,020

В дополнение к приведенным сведениям Г. К. Лоттера о зимних значениях коэффициентов шероховатости в табл. 21 помещены характерные их величины по рр. Каме, Волге и Дону, вычисленные по измеренным расходам воды.

Если учесть, что на таком северном объекте, как р. Свирь, зимние коэффициенты шероховатости достигают 0,2 и даже не-

сколько больших значений, то по данным табл. 21 можно сделать общий вывод об уменьшении их величин с севера на юг.

Несколько большие величины коэффициентов шероховатости наблюдаются на р. Дону у хут. Хованского; по сравнению с их значениями на р. Волге у г. Вольска они, видимо, определяются не местными, а гидравлическими условиями и поэтому не противоречат такому выводу.

П. Н. Белоконь связывал значения коэффициентов шероховатости с числом дней от начала ледостава, что является в достаточной мере формальным, так как не вскрывает генезиса явления.

Таблица 21

Характерные значения зимних коэффициентов шероховатости

Пункт наблюдений	Годы наблюдений	Период сезона	Значения коэффициентов шероховатости	
			наибольшее	наименьшее
р. Кама, с. Тарловка	1937 — 1941	Зажорно-заторный . .	0,174	0,105
		Устойчивого ледостава	0,158	0,084
		Предвесеннего подъема уровней	0,069	0,025
р. Волга, г. Вольск	1948 — 1950	Зажорно-заторный . .	0,060	0,023
		Устойчивого ледостава	0,035	0,025
		Предвесеннего подъема уровней	—	—
р. Дон, хут. Хованский	1948 — 1950	Зажорно-заторный . .	0,080	0,050
		Устойчивого ледостава	0,080	0,037
		Предвесеннего подъема уровней	0,035	—

Значительно более обоснованной попыткой явилось установление П. Н. Белоконь связи изменений этой характеристики с интенсивностью роста льда.

По этому поводу необходимо отметить, что сама интенсивность ледообразования является функцией температур воздуха.

Кроме того, использованная им для расчета интенсивностей нарастания льда формула Ф. И. Быдина основана на пересчете наблюденных температур воздуха в суммарные характеристики той же категории. Поэтому, связывая коэффициенты шероховатости нижней поверхности льда с интенсивностью ледообразования, П. Н. Белоконь, по существу, связывал их значения с температурой воздуха.

Вполне удовлетворительные результаты, полученные по установлению этой связи, свидетельствуют о том, что коэффициент шероховатости нижней поверхности льда есть функция температур воздуха.

Как Г. К. Лоттер, так и П. Н. Белоконь относительно мало уделяли внимания генезису и режиму процессов изменения рассматриваемых коэффициентов.

Это обстоятельство и повело к тому, что П. Н. Белоконь, по сути дела, все это изменение свел к зависимости от времени, истекшего от начала ледостава.

Изменения коэффициентов шероховатости зимнего сезона в большинстве случаев весьма различны по характеру и абсолютным значениям в разные периоды сезона.

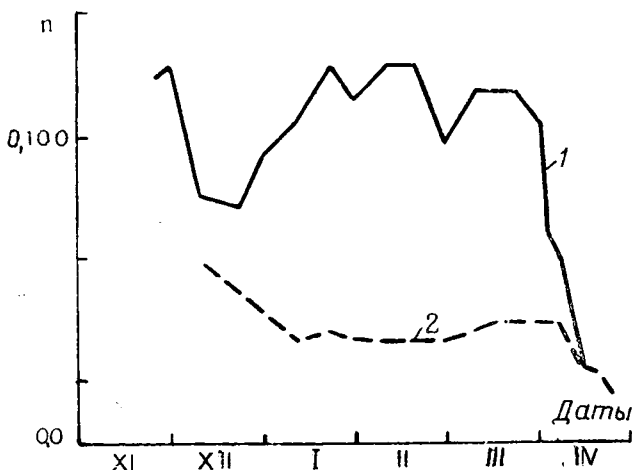


Рис. 17. График изменений коэффициентов шероховатости в течение зимнего сезона 1938/39 г.

1 — п. Кама, с. Тарловка; 2 — п. Волга, г. Вольск.

Особенно большая изменчивость наблюдается в начальный период ледостава, наименьшая же — во вторую половину зимы, когда процессы перемыва шуги, торосов заканчиваются, а нарастание толщины ледяного покрова происходит замедленно.

Судя по рис. 17, в зимний сезон можно выделить четыре периода с характерными значениями коэффициентов шероховатости n , что в общем соответствует и сведениям П. Н. Белоконь.

1. Период начала ледостава, когда значения коэффициентов повышены.

2. Период промыва шуги и торосов, характеризующийся интенсивным уменьшением коэффициентов.

3. Период замедленного нарастания ледяного покрова, когда значения коэффициентов в общем устойчивы со слабой тенденцией к повышению.

4. Период предвесеннего обтаивания снизу ледяного покрова, характеризующийся резкими уменьшениями коэффициентов почти до значений, свойственных открытому руслу.

Эта схема применима ко всем рекам, но на порожистых первый период имеет большую продолжительность и в пределе может распространиться на всю зиму.

Существование четвертого периода подтверждает мнение о стаивании ледяного покрова снизу еще задолго до того, как он начнет таять сверху.

Так как увеличение сопротивлений под ледяным покровом сопровождается, при пропуске постоянной величины расхода, повышением уровней, то, очевидно, должна существовать связь между их высотой и величиною коэффициента шероховатости.

Установленная П. Н. Белоконь связь между приращениями толщины льда и коэффициентами шероховатости, по существу, является связью между ними и температурами воздуха, но на тепловое состояние речных вод оказывают воздействие не только температуры данного дня, но и предшествующего времени.

Поэтому для выявления интересующей нас связи использованы так называемые сглаженные температуры воздуха. Для открытого русла в период предледоставный сглаживание произведено по формуле

$$t_{\text{сгл}} = \frac{t_1 + 0,9t_2 + \dots + 0,1t_{10}}{10},$$

а для закрытого

$$t_{\text{сгл}} = \frac{0,1t_1 + 0,2t_2 + \dots + t_{10}}{10}.$$

Вопрос о сглаживании по первой формуле для открытого русла был рассмотрен при описании влияний температур воздуха на скорость замерзания рек. Что касается второй формулы, то при наличии ледяного покрова влияние температур воздуха сказывается на водных массах через некоторый промежуток времени, продолжительность которого определяется как температурным градиентом между водой и воздухом, так и толщиной ледяного и снежного покровов. Наиболее тесная связь средних температур обнаженного от снега ледяного покрова наблюдается с температурами воздуха за предыдущие сутки, а для покрытого снегом — за предыдущие двое суток. Так как средняя температура ледяного покрова наблюдается на глубине 0,4—0,6 общей его толщины, то очевидно, что для нижней его поверхности влияние температур воздуха запаздывает еще больше.

Таким образом, сглаживание температур воздуха с учетом их значений за предыдущее время вполне правомерно; что же касается продолжительности взятого периода сглаживания, то для достаточно длительных отрезков времени особого значения не имеют некоторые ее колебания в ту или иную сторону.

В период устойчивого ледостава с более или менее одинаковой толщиной ледяного покрова можно принять теплоизоляционные его свойства малоизменяющимися и в первом приближении произвести сглаживание температур, пренебрегая этими изменениями.

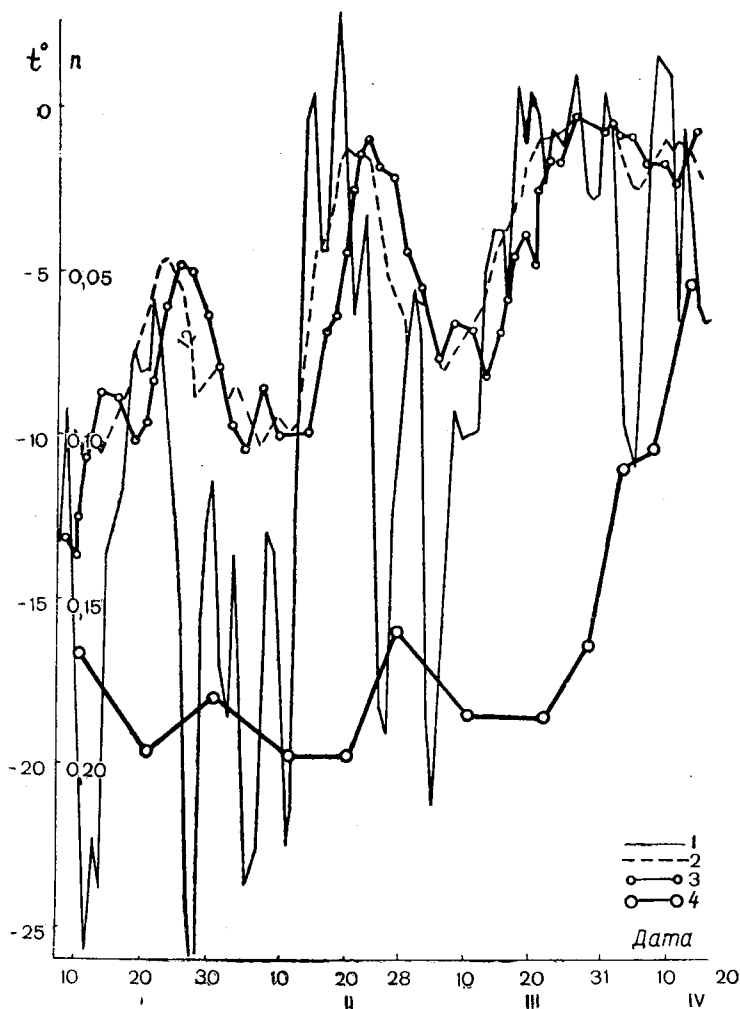


Рис. 18. График средних суточных температур воздуха по метеостанции г. Пермь и коэффициентов шероховатости р. Кама, с. Тарловка в период устойчивого ледостава и предвесенней прибыли воды 1939 г.

1 — среднесуточные температуры воздуха; 2 — среднесуточные температуры воздуха, сглаженные по скользящим десятидневкам по формуле $t_{\text{сгл}} = \frac{t_1 + 0,9t_2 + 0,8t_3 + \dots + 0,1t_{10}}{10}$; 3 — среднесуточные температуры воздуха, сглаженные по скользящим десятидневкам по формуле $t_{\text{сгл}} = \frac{0,1t_1 + 0,2t_2 + \dots + t_{10}}{10}$; 4 — коэффициенты шероховатости (средние при летнем радиусе), вычисленные по измеренным расходам.

Совмещенные графики сглаженных указанным образом температур воздуха и средних по живому сечению коэффициентов шероховатости показывают одностипность хода этих характеристик (рис. 18).

Как видно из этих графиков, десятидневного сглаживания температур оказывается недостаточно, так как фазы температур воздуха сдвинуты по отношению к фазам изменения коэффициентов шероховатости в сторону опережения на 5 суток.

Поэтому на рис. 19 сглаженные по десятидневкам температуры воздуха для закрытого русла нанесены с учетом этого опережения.

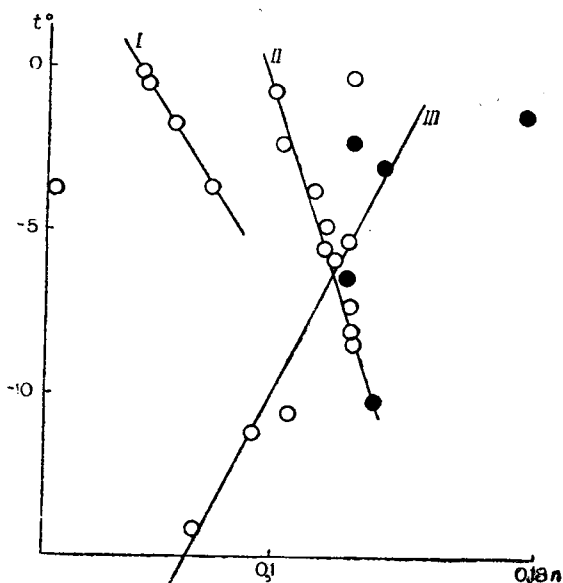


Рис. 19. Связь между коэффициентами шероховатости и температурами воздуха. Р. Кама, с. Тарловка.

● — для зимы 1938/39 гг. по ст. Киров; ○ — для зимы 1939/40 гг.; I — период зажорно-заторный, II — период устойчивого ледостава; III — период предвесенней прибыли воды.

В предледоставный период эти коэффициенты обнаруживают прямую связь со сглаженными значениями температур воздуха. В следующий, начальный период ледостава (зажорно-заторный) с понижением температур воздуха коэффициенты шероховатости сильно увеличиваются (рис. 19, кр. I).

Если вновь обратиться к рис. 17, то по нему видно, что за этот период коэффициенты шероховатости обнаруживают тесную связь с числом дней от начала ледостава до даты их измерения, что объясняется промывом шуги и торосистости в условиях начала затруднения теплообмена воды с воздухом.

На кр. II рис. 19 расположились точки связи на период устойчивого ледостава двух весьма разнохарактерных зимних сезонов настолько тесно, что среднеквадратичное отклонение не превышает 2%, а $r=0,86$.

Уравнение кривой связи $n = f(t)$ для р. Камы у в/п Тарловка для периода устойчивого ледостава имеет вид:

$$n = -0,0031t + 0,098,$$

где n — коэффициент шероховатости, средний по смоченному периметру, t — сглаженная температура воздуха, взятая с опережением по отношению к сроку наблюдения коэффициента шероховатости на 5 дней.

В последний период, т. е. с начала предвесеннего повышения уровней, создаются новые условия, в которых термические процессы происходят несколько иначе, вследствие обтаивания льда снизу, подхода вод от таяния снега, деформаций ледяного покрова. Поэтому в это время и наблюдается несколько другой вид связи, чем в предыдущий период (рис. 19, кр. III).

В конце этого периода связь между температурами воздуха и коэффициентами шероховатости теряется.

Из вышеприведенного следует, что для периода устойчивого ледостава среднее значение коэффициентов шероховатости зависит от степени суровости зимы, за показатель которой могут быть приняты среднемесячные значения температуры воздуха за февраль и март (рис. 20).

Можно считать, что в течение зимнего сезона коэффициенты шероховатости в общем изменяются следующим образом: а) в предледоставный период в тесной связи с температурами воздуха, б) в начальный ледоставный период главным образом вследствие промыва шуги и торосов льда и менее сильно от влияний температур воздуха, в) в период устойчивого ледостава находятся в тесной зависимости от температур воздуха, г) в период предвесенний связь с температурами меняется и к концу периода ослабевает.

В предледоставный период при малоинтенсивных процессах ледообразования коэффициенты шероховатости незначительно отличаются от своих летних значений, но при интенсивных сильно увеличиваются. Для этих условий при отсутствии наблюдаемых значений возможно их восстановление по связи с температурами воздуха, выведенной по годам, обеспеченным наблюдениями.

Наибольшие затруднения представляет расчет коэффициентов шероховатости в зажорно-заторный период. Однако в условиях наличия хотя бы одного измеренного расхода воды применим их расчет по связи с числом дней от начала ледостава.

Для периода устойчивого ледостава, самого продолжительного, расчет коэффициентов шероховатости может быть произве-

ден с большой точностью по связи со сглаженными температурами воздуха.

В последнем периоде начала предвесенного повышения уровней этот метод может быть применим, за исключением времени, непосредственно предшествующего вскрытию, но тогда

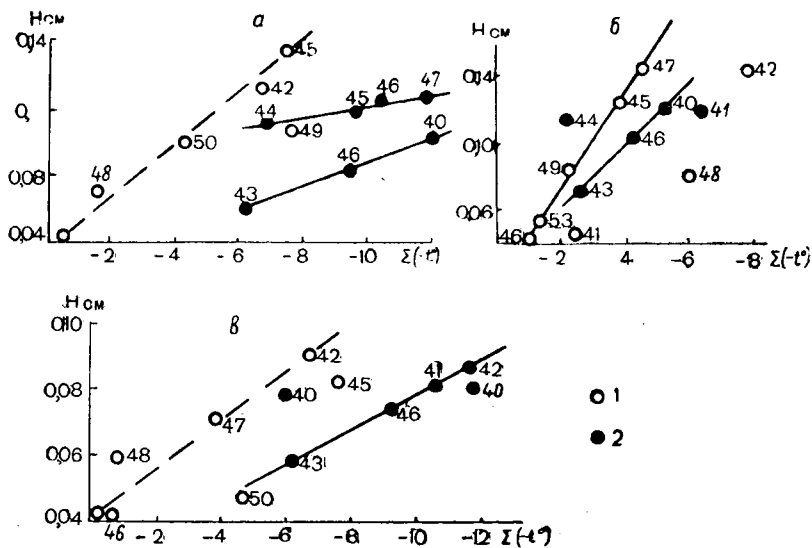


Рис. 20. Графики связи коэффициентов шероховатости и сумм отрицательных температур воздуха в зимний период (числа при точках соответствуют годам наблюдений).

1 — р. Дон, в/п хут. Хованский; 2 — р. Волга, в/п г. Горький. *a* — графики связи коэффициентов шероховатости, средних за февраль, и сумм отрицательных температур воздуха за февраль; *б* — графики связи коэффициентов шероховатости, средних за март, и сумм отрицательных температур воздуха за март; *в* — графики связи коэффициентов шероховатости, средних за март, и сумм отрицательных температур воздуха за февраль.

коэффициенты шероховатости приближаются по своим значениям к их летней величине.

МЕТОД ВЫЧИСЛЕНИЯ РАСХОДОВ ВОДЫ В ПЕРИОД ЛЕДОСТАВА

Существующие способы расчетов зимних расходов воды идут по двум направлениям: 1) по гидрологическому, основанному на рассмотрении изменения гидравлических свойств русловых потоков при появлении ледяного покрова, 2) по гидрометеорологическому, в котором используются связи между метеорологическими факторами, гидравлическими и гидрологическими характеристиками потока.

Первое направление является наиболее разработанным, и основанные на нем методы широко применяются в гидрологической практике. Второе направление только намечает пути развития и практического применения еще не получило.

В гидрологическом направлении наибольшую применимость имеет метод так называемого зимнего переходного коэффициента, предложенный С. И. Коллупайло [41], в дальнейшем неоднократно видоизменявшийся различными авторами.

Д. Л. Соколовским и В. К. Стабриковым [42] рассмотрена применимость существующих методов вычисления зимнего коэффициента к специфическим условиям р. Волги и сделан ряд выводов о генезисе и режиме этой характеристики:

1. В условиях р. Волги зимние переходные коэффициенты изменяются в пределах точности измерений ($\pm 0,10$).

2. Величина коэффициентов зависит от характера замерзания и, следовательно, от факторов, его определяющих, — температур воздуха, водоносности реки, морфометрических и гидравлических характеристик русла.

3. Для конкретных объектов могут быть выделены типы зимних сезонов с характерными значениями переходных коэффициентов, например для р. Волги, а) нормальный с пределами изменений коэффициента от 0,50 до 0,60, б) зажорный с пределами изменений коэффициента от 0,30 до 0,40, в) паводковый — от 0,60 до 0,70.

4. Территориальное изменение коэффициента имеет в общем зональный характер.

К выводам Д. Л. Соколовского и В. К. Стабрикова следует добавить, что в условиях беззаторможенного и беззажорного установления ледяного покрова в период интенсивного нарастания толщины льда весьма четко проявляется связь между величиной зимнего переходного коэффициента и суммами накапливающихся отрицательных температур воздуха, ослабевающая с прекращением роста льда и теряющаяся во время предвесеннего повышения уровней, что хорошо видно из данных по р. Кама (табл. 22).

Таблица 22

Изменения зимних переходных коэффициентов и сумм накапливающихся среднесуточных отрицательных температур воздуха. Р. Кама, в/п с. Яромаска, метеостанция г. Пермь 1938/39 гг.

Дата	$K_{\text{зим}}$	$\Sigma(-t^{\circ})$	Дата	$K_{\text{зим}}$	$\Sigma(-t^{\circ})$
1 XII 1938 г.	0,387	— 137	17 II 1939 г.	0,244	—1382
26 XII 1938 г.	0,319	— 556	20 III 1939 г.	0,276	—1635
10 I 1939 г.	0,286	— 849	31 III 1939 г.	0,287	—1645
20 I 1939 г.	0,240	—1004	7 IV 1939 г.	0,343	—1669
29 I 1939 г.	0,221	—1130	10 IV 1939 г.	0,372	—1673

Такой характер изменения описываемой связи определяется различиями в генезисе переходного коэффициента в разные периоды зимнего сезона.

При установлении ледяного покрова с гладкой нижней поверхностью величина коэффициента определяется уменьшением вдвое гидравлического радиуса и подпорами от расположенных ниже по реке участков с меньшей средней глубиной.

О размерах такого влияния участков с малой глубиной русла можно судить по следующим ориентировочным расчетам величины коэффициента, произведенным по сокращенной формуле С. И. Коллупайло [41, 43] (табл. 23).

Таблица 23

Изменение зимних переходных коэффициентов с увеличением глубины погруженного льда для участков русла с большой и малой глубиной

Толщина погруженного льда (в м)	Средняя глубина под ледяным покровом, равным 3 м		Средняя глубина под ледяным покровом, равным 1 м	
	глубина русла (в м)	$K_{\text{зим}}$	глубина русла (в м)	$K_{\text{зим}}$
0,1	3,1	0,61	1,1	0,57
0,2	3,2	0,59	1,2	0,56
0,4	3,4	0,54	1,4	0,45
0,6	3,6	0,52	1,6	0,39
0,8	3,8	0,49	1,8	0,35
1,0	4,0	0,47	2,0	0,32

Из табл. 23 следует, что коэффициенты для русла с малым гидравлическим радиусом меньше и с увеличением толщины погруженного льда интенсивнее снижаются, чем на участках с большей глубиной.

Таким образом, если даже на реке установится ледяной покров одинаковой толщины по всей длине, то и в этом случае создаваемые им сопротивления будут большими на мелководных и меньшими на глубоководных участках, что при плесово-перекатном характере течения равнинных рек существенно скажется на перераспределении уклонов со всеми вытекающими отсюда последствиями.

Так как увеличение толщины ледяного покрова зависит от суммы отрицательных температур воздуха, то неизбежно должна существовать связь между ними и зимними переходными коэффициентами.

При заторном характере установления ледяного покрова, в особенности сопровождаемого зашуговыванием русла, связь зимних переходных коэффициентов с суммами отрицательных температур воздуха нарушается вследствие резких изменений сопротивлений для прохода русловых масс воды.

Именно поэтому по исследованиям Д. Л. Соколовского для р. Волги с развитыми процессами шугообразования и торосистым от заторов ледяным покровом описываемой связи не наблюдалось.

Наоборот, при исследованиях А. В. Огиевского и Л. М. Ковалева на реках с мало развитыми явлениями шугообразования были выявлены связи коэффициента с суммами отрицательных температур воздуха и с толщиной льда.

В период замедленного нарастания льда или его стабильного состояния, как правильно отмечает Д. Л. Соколовский, эта связь теряется, что объясняется изоляцией снежным и ледяным покровами русловых масс воды от влияния температур воздуха, вследствие чего коэффициент изменяется главным образом под действием обтаивания нижней поверхности льда, особенно в мелководных участках.

В период предвесеннего повышения уровней происходит относительно выравнивание глубин по длине реки, что и оказывает влияние на изменения описываемого коэффициента.

Из этой специфики генезиса зимнего переходного коэффициента следует, что методы его вычисления, предложенные А. В. Огиевским и Л. М. Ковалевым, закономерны для периода интенсивного нарастания толщины льда в условиях беззаторного и беззажорного установления ледяного покрова.

Изменение коэффициентов для больших рек по территории, по мнению Д. Л. Соколовского, довольно плавное и в общем носит зональный характер, что в значительной мере и подтверждается данными табл. 24.

Так как величина коэффициента определяется рядом факторов, зависящих от размеров рек, а следовательно и от величины водосбора, то картографическое изображение его территориального распределения возможно лишь в виде каких-то приведенных значений.

Разнообразие местной специфики факторов, влияющих на зимний режим рек, делает и такое представление изменений коэффициента по территории затруднительным.

Следует отметить, что изменение гидравлических характеристик потоков при переходе от равнинных участков к горным вызывает и значительное уменьшение коэффициента. В частности, уже в нижних зонах западных склонов Уральского хребта коэффициенты снижаются до 0,1—0,02.

Многолетние изменения коэффициентов, свойственных периоду зимней межени, в районах с достаточным грунтовым питанием и с зимами средней суровости для крупных рек не велики, в частности для Волги они находятся в пределах 0,40—0,70.

В районах с обедненным грунтовым питанием и суровой зимой эти изменения больше, например для р. Енисея у в/п Подкаменная Тунгуска коэффициенты за период в 15 лет изменялись от 0,22 до 0,43, обнаруживая при этом связь с суммами отрицательных температур воздуха (табл. 25).

Такая связь проявляется до некоторой предельной величины этих сумм, в частности для р. Енисея до суммы среднемесячных температур в -80° .

Значения зимнего переходного коэффициента для различных районов СССР в период зимней межени

Район	Характеристика рек	Название рек	Пределы средних значений $K_{зим}$
Южный	Крупные	Дон, Сев. Донец, Днепр	0,60—0,70
	Средние (5000—10 000 км ²)	—	0,40—0,50
	Малые	Каменка, Крымка	0,20—0,30
Центральный	Крупные	Волга	0,50
	Средние	Волга у г. Калинина, Унжа	0,35—0,40
	Малые	—	0,20—0,40
	Озерные	Нива	0,60—0,80
Северный	Крупные	Сев. Двина	0,40
	Средние	Сухона	0,25—0,30
	Малые	—	Промерзают
Южное За- волжье ¹	Крупные (> 30 000 км ²)	—	0,50—0,60
	Средние (10 000—30 000 км ²)	—	0,20—0,50
	Малые (< 10 000 км ²)	—	0,20
Бассейн р. Енисея	Очень крупные	Енисей, в/п Подкаменная Тунгуска	0,27—0,40
	Крупные	Подкаменная Тунгуска,	0,25—0,35
	Средние	в/п Черный Остров	0,12—0,22
	Малые	Ока, Бирюса, Туба	Промерзают
Район с осо- бо суровой зимой	Крупные	Яна, Индигирка	Промерзают
Реки ДВК	Крупные (> 20 000 км ²)	Хор, Уссури, Иман	0,07—0,30
	Средние (5000—20 000 км ²)	Вак, Сейфун, Бикин	0,05—0,12
	Малые (< 5000 км ²)	Гудо-Вак, Байдухе	0,001—0,05

В заключение рассмотрения изменений зимнего переходного коэффициента следует отметить, что они в ряде случаев весьма сложны, а существующие методы их учета далеко несовершенны, поэтому и способы вычислений зимних расходов, основанные на использовании этой характеристики, не всегда дают необходимые результаты.

¹ По данным Б. В. Полякова (42)

Значения зимних переходных коэффициентов в период зимней межени и суммы среднемесячных отрицательных температур воздуха за зимний сезон. Р. Енисей, в/п д. Подкаменная Гунгуска, метеостанция г. Томск

Годы	$K_{\text{зим}}$	$\Sigma (-t^{\circ})_{\text{возд}}$	Годы	$K_{\text{зим}}$	$\Sigma (-t^{\circ})_{\text{возд}}$
1937/38	0,23	78,5	1943/44	0,35	90,4
1938/39	0,29	75,1	1944/45	0,42	66,8
1939/40	0,37	73,7	1945/46	0,37	82,8
1940/41	0,20	73,2	1946/47	0,36	78,6
1941/42	0,31	80,6	1947/48	—	61,2
1942/43	0,34	75,0			

В связи с этим ниже предлагается метод вычисления зимних расходов воды, основанный на учете изменений гидравлических характеристик потока с появлением ледяного покрова и связи этого процесса с температурами воздуха.

При появлении льда увеличивается смоченный периметр, и для равнинных рек с их малой средней глубиной зимний гидравлический радиус приблизительно равен

$$R_{\text{зим}} = \frac{W}{2p},$$

где: W — площадь живого сечения, а p — смоченный периметр открытого русла.

Для переходного периода коэффициент при смоченном периметре следует принять, в зависимости от степени укрытия ширины реки льдом, изменяющимся в пределах от 1 при открытом до 2 при закрытом русле.

При этом всю сумму ледовых образований возможно привести к толщине покрова, занимающего ту или другую часть ширины реки.

Если принять уклон потока не изменяющимся при появлении льда, а коэффициент шероховатости его нижней поверхности близким к коэффициенту шероховатости для русла, что может иметь место, то степень уменьшения гидравлического радиуса будет зависеть от того, какая часть ширины реки покрыта льдом. Как отмечено, это уменьшение радиуса выражается величиною показателя при смоченном периметре.

Для переходного периода и для полного ледостава расход воды будет

$$Q_{\text{зим}} = \frac{(bh)^{5/3}}{(mp)^{2/3}} \frac{i^{1/2}}{n}$$

В условиях той же глубины, отсчитываемой от нижней поверхности льда, что и при чистой поверхности, получим

$$Q_{\text{лет}} - Q_{\text{зим}} = Q_{\text{лет}} \left(1 - \frac{1}{m^{2/3}} \right).$$

Приращение расхода оказывается отрицательным и при $m = 2$ оно равно

$$\Delta Q = 0,37 Q_{\text{лет}},$$

$$Q_{\text{зим}} = \frac{Q_{\text{лет}}}{m^{2/3}},$$

т. е. при образовании ледяного покрова с шероховатостью нижней поверхности, равной шероховатости стенок русла, уровень воды не изменится только в том случае, если расход уменьшится на величину $0,37 Q_{\text{лет}}$. Здесь $Q_{\text{лет}}$ — расход воды, проходящий в условиях открытого русла. При неизменности расхода с появлением льда произойдет приращение уровней за счет увеличения сопротивлений проходу водных масс, вследствие увеличения смоченного периметра.

Это приращение уровней будет соответствовать тому, которое произошло бы, если бы в открытом русле расход увеличился на $\Delta Q = 0,37 Q_{\text{лет}}$, где $Q_{\text{лет}}$ — начальная величина расхода воды.

Расход воды по летней кривой $Q_{\text{лет}} = f(H)$, соответствующий уровню поднявшейся воды от появления ледяного покрова, с шероховатостью нижней поверхности, равной шероховатости стенок русла, можно назвать *летним расходом нормального зимнего уровня*, а этот уровень — *нормальным зимним уровнем*. Однако этот зимний нормальный уровень оказывается более низким, чем наблюдаемый, так как нижняя поверхность ледяного покрова, в особенности в начальной стадии его существования, обычно имеет значительно большую шероховатость, чем русло.

Пересчет расходов нормального зимнего уровня к расходу, соответствующему по летней кривой наблюдаемому уровню, производится исправлением на указанную разницу в шероховатостях несложным путем, исходя из основной формулы расхода воды. Для этого пересчета необходимо иметь значения шероховатостей при летнем состоянии русла $n_{\text{лет}}$ и при зимнем $n_{\text{зим}}$. В произведенных расчетах эта последняя характеристика определялась для следующих условий: средняя глубина принималась для подледного сечения русла, а гидравлический радиус — равным этому значению средней глубины.

Последнее допущение сделано из тех соображений, что расчет расходов ведется для летней кривой и этим, как бы предполагаются условия открытого русла с увеличенной шероховатостью. Все вышеизложенное справедливо при равенстве летних меженных уклонов и уклонов под ледяным покровом.

Таким образом, по наблюдаемым зимним уровням представляется возможным восстанавливать расходы воды по следующей схеме.

Снятый с летней кривой $Q = f(H)$ расход воды для наблюдаемого зимнего уровня уменьшается во столько раз, во сколько зимняя шероховатость больше летней, т. е. этот снятый расход приводится к величине летнего расхода для нормального зимнего уровня.

$$Q_{\text{нор. уровня}} = \frac{Q_{\text{лет}} n_{\text{лет}}}{n_{\text{зим}}}.$$

Расход воды нормального зимнего уровня уменьшается за счет наличия ледяного покрова (при его шероховатости, равной шероховатости стенок русла), что и будет искомой величиной зимнего расхода при наблюдаемом уровне.

$$Q_{\text{зим}} = \frac{Q_{\text{нор. уровня}}}{m^{2/3}}.$$

Обозначения в этих формулах приняты те же, что и в предыдущих формулах.

Для решения поставленной задачи необходимо знание летней и зимней шероховатости, степени ледовитости реки в переходные периоды и величины изменения уклонов поверхности воды.

Выше было показано существование связей между коэффициентом шероховатости и температурами воздуха, а также высотой стояния уровней.

Это обстоятельство позволяет производить интерполяции этих коэффициентов для промежутков времени от одного измеренного расхода до другого.

Что касается необходимости учета зимних уклонов водной поверхности, то, как уже говорилось ранее, они для верхних участков плесов остаются или неизменными или изменяются весьма мало.

Поэтому для створов, расположенных в такого рода участках течения рек, представляется возможным не вводить в расчет этот последний фактор.

В табл. 26 приведены расчеты среднесуточных расходов воды по описанному методу и по методу зимних переходных коэффициентов для предледоставного и части ледоставного периодов 1939 г. по р. Каме у в/п с. Тарловки.

Для этих расчетов назначение коэффициента при смоченном периметре m произведено по табл. 27.

Коэффициенты шероховатости сняты с соответствующих кривых зависимостей их значений от температур воздуха (рис. 18).

Коэффициенты шероховатости для отрезков времени с наличием сала, редкого ледохода и при заберегах в начальных ста-

Вычисленные среднесуточные зимние расходы воды по методу нормального уровня и зимних переходных коэффициентов, р. Кама д. Тарловка, 1939 г.

Дата	Состояние реки	Уровень (в см)	$Q_{лет}$ (в $м^3/сек$)	Шерохова- тость		$Q_{норм}$ (в $м^3/сек$)	m	$m^2/3$	$Q_{зим}$ (в $м^3/сек$)	$K_{зим}$	$Q_{зим} = K_{зим}$ $Q_{лет}$ (в $м^3/сек$)	$Q_{изм}$ (в $м^3/сек$)	Вариант расчета при неучете расхода, изме- ренного 24 XI (557 $м^3/сек$)				Вариант расче- та при неучете расходов, изме- ренных 24 XI и 30 XI			
				$n_{зим}$	$n_{лет}$								зимний коэффи- циент шерохова- тости по кривой $n = f(H)$	$Q_{зим}$ (в $м^3/сек$)	$K_{зим}$ по ин- терполяции	$Q_{зим} = K_{зим}$ $Q_{лет}$ (в $м^3/сек$)	$K_{зим}$ по ин- терполяции	$Q_{зим} = K_{зим}$ $Q_{лет}$		
Н о я б р ь																				
5	Чисто	101	1310	—	0,071	1310	1,00	1,00	1310	1	1310	1310								
6	"	102	1315	—	0,071	1315	1,00	1,00	1315	1	1315									
7	Сало	104	1340	0,071	0,071	1340	1,05	1,03	1300	1	1340									
8	"	98	1300	0,072	0,072	1300	1,05	1,03	1260	1	1300									
9	Лдх.	98	1300	0,072	0,072	1300	1,20	1,13	1150	0,97	1260									
10	"	96	1290	0,072	0,072	1290	1,20	1,13	1140	0,97	1250									
11	Р. лдх.	102	1315	0,071	0,071	1315	1,05	1,03	1275	0,97	1275	1280								
12	"	105	1325	0,070	0,070	1325	1,10	1,07	1235	0,97	1282									
13	"	106	1325	0,070	0,070	1325	1,10	1,07	1235	0,98	1295									
14	"	102	1315	0,071	0,071	1315	1,05	1,03	1275	0,99	1300									
15	Чисто	95	1300	0,072	0,072	1300	1,00	1,00	1300	1,00	1300	1340			0,96	1240	0,97	1218		
16	Сало	91	1250	0,073	0,073	1250	1,05	1,03	1215	0,95	1188				0,92	1100	0,95	1140		
17	"	84	1200	0,075	0,075	1200	1,05	1,03	1163	0,90	1080				0,88	1026	0,92	1078		
18	Лдх.	74	1165	0,089	0,080	1049	1,20	1,13	928	0,86	1002				0,84	838	0,90	918		
19	"	62	1020	0,100	0,082	838	1,30	1,19	703	0,82	835				0,80	670	0,87	785		

20	Заб. лдх.	38	840	0,120	0,090	630	1,40	1,25	503	0,77	647		0,144	418	0,76	533	0,85	595
21	Заб.	20	700	0,140	0,099	493	1,30	1,19	413	0,73	512		0,163	357	0,72	525	0,82	602
22	Сало, заб.	24	730	0,140	0,096	500	1,40	1,25	400	0,68	497		0,162	346	0,63	544	0,80	640
23	Заб.	32	800	0,140	0,093	530	1,20	1,13	470	0,63	504		0,152	433	0,64	589	0,77	717
24	Заб.	48	925	0,141	0,087	570	1,05	1,03	554	0,60	555	557	0,140	554	0,60	600	0,75	750
25	Сало	59	1000	0,129	0,083	642	1,05	1,03	623	0,57	570				0,56	650	0,72	843
26	"	72	1160	0,125	0,081	751	1,05	1,03	730	0,53	615				0,52	608	0,70	820
27	"	78	1170	0,122	0,079	757	1,05	1,03	735	0,50	585				0,48	567	0,67	796
28	"	81	1180	0,121	0,079	772	1,10	1,07	722	0,46	543				0,44	520	0,65	766
29	Заб.	80	1800	0,175	0,079	533	1,10	1,07	498	0,43	507				0,40	464	0,62	725
30	"	72	1160	0,184	0,081	510	1,15	1,10	463	0,40	464	464					0,60	636

Д е к а б р ь

1	Заб.	66	1060	0,191	0,081	438	1,20	1,13	388	0,40	424						0,57	586
2	"	62	1020	0,197	0,082	425	1,30	1,19	357	0,39	398						0,55	561
3	"	63	1020	0,197	0,082	425	1,10	1,25	310	0,39	398						0,52	535
4	"	62	1020	0,197	0,081	425	1,50	1,31	324	0,38	388						0,50	515
5	"	64	1030	0,192	0,081	435	1,60	1,35	322	0,38	392						0,47	546
6	"	70	1050	0,185	0,080	497	1,60	1,35	368	0,37	388						0,45	472
7	Лдст.	77	1150	0,183	0,079	453	2,00	1,38	328	0,35	368						0,42	510
8	"	88	1200	0,175	0,078	535	2,00	1,38	388	0,35	420						0,40	530
9	"	100	1325	0,163	0,077	614	2,00	1,38	444	0,35	464						0,32	537
10	"	110	1400	0,154	0,075	700	2,00	1,38	507	0,35	490						0,35	508
11	"	117	1450	0,150	0,074	712	2,00	1,38	516	0,35	507						0,35	
12	"	120	1475	0,145	0,073	717	2,00	1,38	518	0,348	516	513						

Примечание. В графах вариантов расчетов помещены только изменяющиеся величины, оставшиеся неизменными, не вынесены из основных граф таблицы, в частности вычисленные по методу нормального уровня $Q_{зим}$ для второго варианта.

дних их образования приняты равными летним. Конечные стадии развития заберегов характеризуются шероховатостью той же, что и при закрытом русле, поэтому их значения для этого состояния снимались с зимней кривой.

Таблица 27

Значения коэффициента m при смоченном периметре для различных степеней ледовитости реки

Состояние реки	Интенсивность ледообразования	Значение коэффициента
Сало	Средняя	1,05
Ред. лдх.	Слабая	1,05
" Лдх."	Средняя	1,10
" Лдх."	"	1,20
" Заб."	Значительная	1,30
" Заб."	Начальная стадия (узкие полосы)	1,10—1,15
"	Занимает до $\frac{1}{4}$ ширины реки	1,3
"	" $\frac{1}{3}$ " "	1,4
"	" $\frac{1}{2}$ " "	1,5
Заб. и лдх.	Начальная стадия заберегов	1,4

Летние расходы снимались с кривой расходов, построенной по измеренным их величинам в 1938 и 1939 гг. для расчета $Q_{\text{нор}}$ уровня, а зимний расход с введением поправки на степень стеснения поверхности потока ледяным покровом.

Данные о ежедневных расходах, вычисленные по методу переходных зимних коэффициентов, оказываются завышенными по отношению к вычисленным по методу нормального зимнего уровня (табл. 26 и рис. 21). В целях проверки величины отклонений результатов вычислений по тому и другому методу от действительных значений на тот же чертеж нанесены расходы, подсчитанные при двух вариантах учета измеренных расходов воды: 1) не учтен расход воды, измеренный 24 XI, 2) не учтены расходы воды, измеренные 24 XI и 30 XI.

При втором варианте расчетов метод переходных зимних коэффициентов оказался малоприменимым, так как отклонения оказались весьма большими.

Для рекомендуемого метода во всех вариантах наблюдаются отклонения не больше пределов точности расчетов.

Таким образом, рекомендуемый метод оказался более гибким и более применимым, чем используемый до сего времени метод переходных зимних коэффициентов.

В случаях недостаточной связи между уровнями и коэффициентами шероховатости при ледовых явлениях целесообразно использовать интерполяции этих коэффициентов по связи с температурами воздуха.

Таким образом, применение к расчету зимних расходов гидравлического метода становится вполне возможным, так как отпадают основные возражения, опиравшиеся на невозможность надежных интерполяций значений коэффициентов шероховатостей.

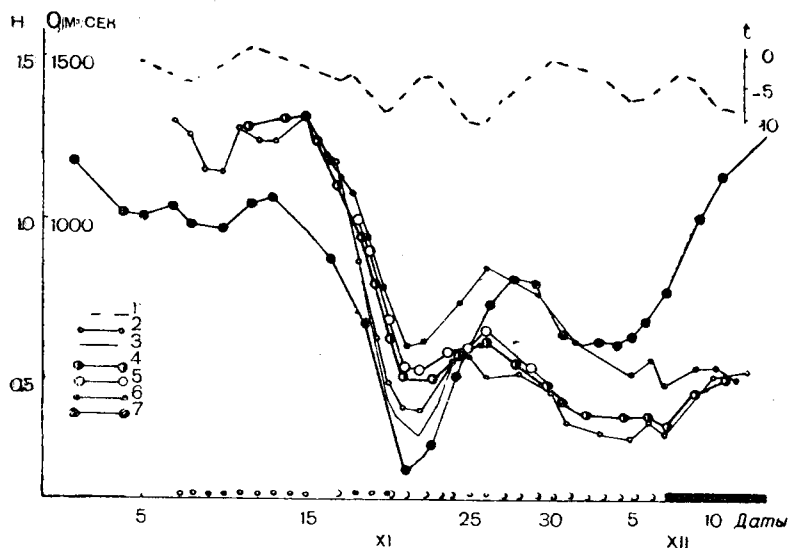


Рис. 21. График вычисленных среднесуточных расходов воды. Р. Кама, с. Тарловка, 1939 г.

1 — температура воздуха; 2 — расходы воды, вычисленные по методу нормального расхода; 3 — то же без учета расходов, измеренных 24 XI и 30 XI; 4 — расходы воды, вычисленные по методу $K_{\text{зим}} = \frac{Q_{\text{зим}}}{Q_{\text{лет}}}$; 5 — то же, вычисленное без учета

расхода, измеренного 24 XI; 6 — то же, вычисленное без учета расходов, измеренных 24 XI и 30 XI; 7 — уровни.

Учет в переходные периоды влияний различных форм льда соответствующими изменениям величины коэффициента при смоченном периметре упрощает и эту часть задачи.

Как показал приведенный выше расчет, метод интерполирования коэффициентов шероховатостей приводит к более точным результатам, чем метод зимних переходных коэффициентов.

ГЛАВА IV

ПРОЦЕСС ВСКРЫТИЯ РЕК

ТИПЫ ВСКРЫТИЯ РЕК

Вскрытие рек является процессом длительным, начинающимся за много времени до видимого разрушения ледяного покрова.

Стаивание ледяного покрова снизу, впервые охарактеризованное Ф. И. Быдиным [3], а затем подробно изучавшееся В. В. Пиотровичем [21], начинается еще в середине зимы и первое время слабо проявляется. Стаивание сверху и между кристаллами развивается в конце схода со льда снежного покрова и приводит к резкому снижению прочности всего ледяного покрова.

Для последующего периода — периода подвижек и весеннего ледохода — характерен целый комплекс явлений, в состав которых, с одной стороны, входят получившие начало в предшествующий, подготовительный период, с другой, вновь развивающиеся: 1) таяние ледяного покрова снизу, 2) таяние ледяного покрова сверху, 3) таяние ледяного покрова по плоскостям спайности между кристаллами, 4) деформации ледяного покрова от изменения уровней воды, 5) деформации от действия влекущей силы воды и ее скоростного напора.

Из всех перечисленных видов процессов ни один не является строго обязательным. Например, на северных крупных реках, протекающих с юга на север, таяние ледяного покрова не успевает сколько-нибудь развиться и вскрытие совершается под механическим воздействием талых вод, подходящих сверху.

Наоборот, на реках, текущих с севера на юг, вскрытие происходит под влиянием местного таяния ледяного покрова, а талые воды с верховьев не успевают подойти, и факторы механического воздействия или вовсе не проявляются или сказываются весьма слабо.

В этих последних условиях подвижек ледяного покрова, густого ледохода может и не быть, как это часто имеет место в низовьях рр. Дона, Урала и др.

Сам момент вскрытия, т. е. потеря ледяным покровом монолитности и приобретение подвижности, в большинстве случаев

происходит в условиях достижения льдом температуры 0°C , если только оно не совершается под воздействием, главным образом, механического фактора.

Сопротивление ледяного покрова взламывающим усилиям Л. К. Давыдов [19] представил в виде функции от его толщины и суммы среднесуточных температур воздуха, накопившихся до вскрытия,

$$K = \frac{h}{\sqrt{\sum (+t^{\circ}) + 1}}.$$

Здесь h — толщина ледяного покрова, $\sum (+t^{\circ})$ — сумма среднесуточных положительных температур воздуха, накопившихся до вскрытия.

Наибольшие значения коэффициента K получены Л. К. Давыдовым для рек, вскрывающихся главным образом под воздействием механического фактора, и наименьшие для рек, освобождающихся от ледяного покрова преимущественно под влиянием теплового фактора.

Поскольку толщина ледяного покрова есть функция суммы отрицательных температур воздуха для каждого данного створа, то эту формулу можно представить следующим образом:

$$K = \frac{A \sqrt{\sum (-t^{\circ})}}{\sqrt{\sum (+t^{\circ}) + 1}}.$$

Для крупных рек, вскрывающихся под влиянием главным образом механического фактора, знаменатель в этой формуле близок к единице, тогда $K \approx A \sqrt{\sum (-t^{\circ})}$.

Для различных рек и даже разных створов одной и той же реки величины сумм положительных температур воздуха, накапливающихся к моменту вскрытия, изменяются в больших пределах и от года к году. Первое объясняется местными особенностями питания реки, гидравлическими и морфометрическими ее свойствами, а второе степенью суровости зимы, зимней водоносностью реки, характером весенней метеосиноптической обстановки, и интенсивностью стока русловых водных масс. Поэтому на реках с беспаводочным вскрытием, как, например, на юге Забайкалья, прогностические связи между его датами и суммами положительных температур более тесны, чем для рек с высокими половодьями.

Характер вскрытия различен у малых и больших, горных, полугорных и равнинных рек. Крупные реки, протекающие с юга на север и с севера на юг, по характеру вскрытия резко отличаются; у первых оно совершается, как уже отмечено, под влиянием главным образом механического фактора, у вторых под воздействием преимущественно теплового.

Для многих малых равнинных рек характерно в весенний период появление воды на ледяном покрове — «воды на льду», а на потоках ручьевого типа даже основная масса талых вод снегов проходит вначале по руслу с берегами из снега и дном из льда.

На малых реках с усиленным грунтовым питанием сплошного ледяного покрова в обычные по суровости зимы не образуется, поэтому и вскрытия в обычном смысле этого слова не происходит. Забереги и местные ледоставы на них быстро взламываются и исчезают, создавая лишь редкий ледоход.

Малые реки с облесенными водосборами обладают значительным грунтовым питанием, следовательно, на них или вовсе не образуется ледяного покрова, или создается весьма тонкий, предохраняемый от дальнейшего намерзания рыхлым снежным покровом.

Вскрытие таких рек сводится главным образом к таянию снежного покрова и заполнению русла талыми водами.

В суровых климатических условиях, особенно в малоснежных районах, на лесных реках создаются мощные наледы, часто заплывающие не только русло, но и прилегающие участки поймы, и талые весенние воды проходят поверх наледей, иногда в их обход, вырабатывая новые русла.

На малых реках с открытыми водосборами ледяной покров достигает значительной толщины на плесах и остается всю зиму более тонким на перекатах. В условиях хорошей теплоизоляции снегом лед на них прогорает.

Малые реки с обедненным грунтовым питанием, как правило, или пересыхают на зиму и лед остается лежать на сухом дне, или же перемерзают в наиболее мелких местах. Значительные массы талых вод на таких реках проходят по ледяному покрову, который взламывается и всплывает, начиная с перекатных участков.

Сочетание степени суровости зимы и степени обедненности грунтового питания и создает реки, промерзающие либо сплошь по всему руслу, либо только на мелководных участках. При сохранении хотя бы и незначительного грунтового питания для таких рек обычно появление наледей. В весенний период появляется «вода на льду», а лед в основном стаивает на месте и лишь отдельные его льдины отрываются и всплывают, в лучшем случае создается редкий ледоход.

В районах с широким распространением вечной мерзлоты, где даже значительные реки частично или даже полностью промерзают, весеннее разрушение ледяного покрова происходит весьма своеобразно.

Так, в Восточной Сибири и Забайкалье, где малые реки промерзают целиком, лед в весенний период продолжает оставаться на дне и талые воды протекают поверху. Из-за малой мощности снежного покрова талых вод немного, и они умещаются в русло, хотя последнее частично и занято лежащим на дне льдом.

На перекатных участках, где лед значительно тоньше, появляются первые проталины в ледяном покрове, позднее всего освобождается дно на промерзших плесах. Последняя стадия исчезновения льда характеризуется главным образом отрывом от дна и всплыванием льдин. На нижней их поверхности остается значительное количество вмерзших камней и ила. Таково вскрытие мелких рек, например, в Забайкалье (рр. Уров, Борзи, Газимур и др.).

Характер вскрытия более крупных рек в этих районах освещен Б. В. Зоным [44]. Двухслойное течение воды (под ледяным покровом и над ним), а при временных похолоданиях и трехслойное — одна из самых ярких особенностей режима таких рек в это время.

Образующиеся в местах выходов грунтовых вод мощные наледы представляют как бы пороги для протекания внешних вод, часто вызывая их отклонение в сторону, что ведет к созданию новых русл.

Типичный ход вскрытия на крупных реках достаточно подробно описан в ряде трудов — Е. В. Близняка [26], Ф. И. Быдина [3], М. А. Великанова [45], Л. К. Давыдова [19], Л. Г. Шуляковского [46], В. С. Антонова [47] и др., а поэтому нет необходимости на них останавливаться. Однако для специфических условий, как, например, на промерзающих, наледных, горных, порожистых и других реках, процессы вскрытия освещены недостаточно.

На порожистых реках первыми вскрываются сами пороги, что ведет за собой подвижку, торошение льда в прилегающих плесах. Дальнейшее повышение уровней и одновременное ослабление прочности льда приводят к ледоходу.

На больших горных реках вскрытие совершается по участкам, в общем случае, продвигаясь снизу вверх. Непромерзающие быстротоки в их верховьях становятся местными очагами раннего беспаводочного освобождения от ледяного покрова. В глубоких горных долинах от завалов снега надолго остаются снежные мосты, аркой нависающие над потоком.

На крупных реках, протекающих с севера на юг, фронт таяния движется навстречу течению и поэтому процесс вскрытия происходит спокойно, хотя в большинстве случаев и не бывает постепенного его продвижения; обычно такие реки вскрываются по участкам, охваченным одновременным таянием. Так, например, на Нижней Волге вначале вскрывается дельтовая часть, затем участок Астраханского плеса и т. д. В этих случаях вскрытие совершается при малых подъемах уровней воды, так как в реку к этому времени попадают талые воды только с ближайших частей бассейна. Такой тип вскрытия принято называть тепловым, поскольку ледяной покров разрушается главным образом вследствие процессов таяния.

На крупных реках, протекающих с юга на север, вскрытие

продвигается вниз по течению, опережая подход талых вод с верховьев, если истоки заложены в горной местности. Механическое воздействие на ледяной покров происходит за счет стока с ближайших верхних участков реки и иногда прилегающей части бассейна. Обычно местные притоки вскрываются несколько позднее и увеличивают в какой-то степени водоносность реки уже после вскрытия, как это, например, типично для р. Енисея. Однако притоки р. Колымы, также протекающей с юга на север, вскрываются раньше, чем главная река. А. Г. Левиным [48] эта особенность объясняется наличием у притоков р. Колымы больших уклонов, следовательно, меньшей мощностью ледяного покрова, в некоторых случаях нарушенного существованием четкообразно расположенных полыней.

ЯВЛЕНИЯ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ВСКРЫТИЮ

В период вскрытия на реках наблюдается большое количество весьма разнообразных по характеру явлений. Однако состав явлений, входящих в тот или другой комплекс, изменяется не только из года в год, но также варьирует по территории в зависимости от размера реки, ее конкретных условий протекания, особенностей строения долины и т. д.

К наиболее часто встречающимся явлениям относятся: «вода на льду», полыньи, закраины, отрыв от берегов и всплывание ледяного покрова, подвижки, заторы, густой ледоход, навалы на берега, перемежающийся ледоход, редкий ледоход.

В наблюдениях водомерных постов сети гидрометслужбы почти все эти явления фиксируются, но с недостаточной подробностью для количественных определений. Ниже приводятся сведения по тем видам, по которым представилось возможным на основании материалов, опубликованных в гидрологических ежегодниках, произвести исследование степени развития их на тех или других реках и распределения по характерным бассейнам.

Вода на ледяном покрове. Появление воды на ледяном покрове происходит по различным причинам.

В зимний сезон в районах с мягким климатом вода скапливается от таяния снега и выпадающих дождей во время прохождения глубоких оттепелей. В районах с суровым климатом это явление есть следствие ухудшения русловых условий протекания водных масс, особенно оно развито на промерзающих до дна реках, где становится причиной образования наледей. На горных реках с развитыми шугоходами «вода на льду» связана с образованием местных ледоставов и зажоров.

В период весеннего таяния снегов на больших реках талые воды сосредоточиваются на ледяном покрове у берегов, а на малых заполняют всю их поверхность. При интенсивном развитии таяния «вода на льду» собирается в таких количествах, что на реках с мощным ледяным покровом дает начало стоку поверх

его. Береговые полосы воды, текущей поверх льда, довольно быстро превращаются в закраины и тем самым представляют одно из начальных звеньев процесса вскрытия.

На промерзающих до дна реках «вода на льду» становится русловым путем стока весенних вод.

В условиях зарегулированного режима попуски воды из водохранилищ делают «воду на льду» обычным явлением.

На больших реках значительная часть ледяного покрова находится на плаву и потому ими сохраняется способность пропуска даже несколько увеличенного расхода воды, вследствие чего не происходит выхода воды на его поверхность без поступления сверху и со склонов долины; исключения представляют случаи, связанные с заторами и зажорами в начале зимы. На малых реках с тонким ледяным покровом «вода на льду» также не является обычным явлением.

Появлению воды на ледяном покрове способствует и малая величина запасов вод, питающих реки в зимний сезон. Например, на реках бассейна Днепра «вода на льду» появляется весьма редко, так как толщина ледяного покрова здесь небольшая, порядка 30—40 см, а зимняя межень даже выше летней. Точно так же в бассейнах рр. Сев. Двины, Мезени, Онеги в связи с высокой водоносностью в зимний сезон «вода на льду» явление редкое. На Кольском п-ове она наблюдается по той же причине также лишь в особых условиях, главным образом в участках, подверженных приливным воздействиям, т. е. в устьевых частях и ниже полыней и порогов. Наоборот, в бассейнах рр. Дона, Енисея, Лены и т. д. «вода на льду» на малых реках наблюдается как более или менее регулярное явление, так как зимняя межень на них ниже летней, а толщина ледяного покрова большая.

В бассейне Средней Волги, хотя толщина ледяного покрова и достигает 60—80 см, зимняя водоносность рек высокая и поэтому «вода на льду» появляется только у очень малых рек с площадью бассейна 50—100 км², например на р. Криве у Симаницы с площадью водосбора в 61 км², Малой Куте с площадью водосбора 62 км², Мурмаге у Богородской с площадью 72 км². На реках с площадью 100—200 км² «вода на льду» бывает 1—2 дня.

При зарегулированном режиме попуски воды из водохранилищ определяют появление воды и на довольно крупных реках, например на р. Узе с площадью бассейна 4220 км².

Для рек бассейна Волги существует некоторая связь в уменьшении продолжительности описываемого явления с увеличением площади водосбора, но до величин порядка 2000 км² она намечается слабо (рис. 22, кр. I). У зарегулированных рек появляется та же тенденция увеличения продолжительности явления с увеличением площади водосбора, но их точки в поле координат расположены правее, чем рек с неискаженным режимом (рис. 22, кр. II).

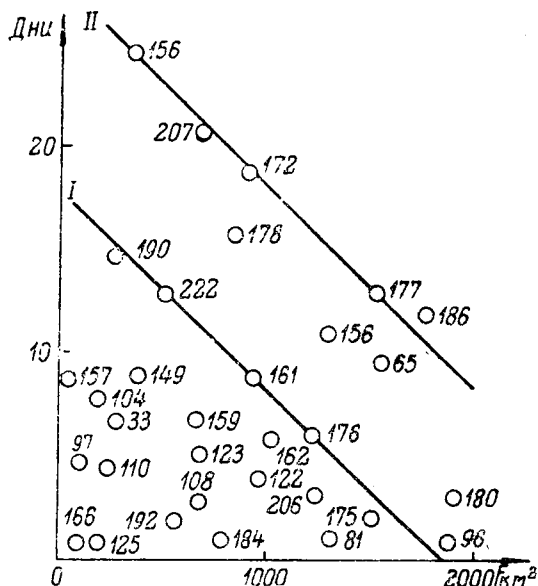


Рис. 22. Связь между продолжительностью явления «вода на льду» и площадью бассейна, для рр. Дона и Волги, 1950 г. (номера при точках соответствуют порядковым номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

I — участки рек с подпорами от плотин; II — участки рек с естественным режимом.

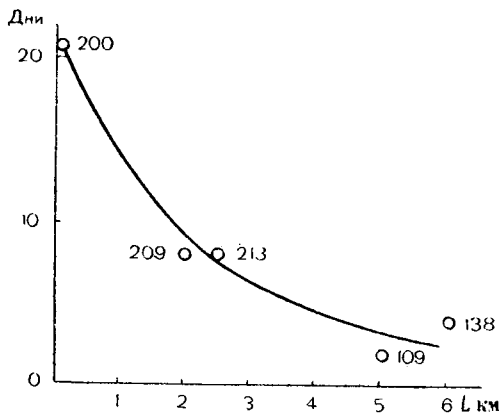


Рис. 23. Связь между расстоянием от створа наблюдения до вышерасположенной плотины и продолжительностью явления «вода на льду» для бассейна р. Дона, 1950 г. (номера при точках соответствуют порядковым номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

Южнее, в бассейне р. Дона «вода на льду» появляется в весенний период на реках, имеющих водосборы не более 6000 км². Здесь также продолжительность этого явления тем меньше, чем больше площадь водосбора. Однако эта связь сильно видоизменяется под влиянием ряда факторов. На рис. 22, левее кр. I, располагаются точки связи рек, промерзающих на перекатах с глубокими плёсами и омутами, с обильными выходами грунтовых вод, со сбросами теплых промышленных вод и т. д. На рис. 23 представлена связь между расстоянием от места наблюдения до вышерасположенной плотины и продолжительностью нахождения «воды на льду», показывающая, что с удалением от нее вниз по реке продолжительность явления уменьшается.

Далеко не на всех малых реках этого бассейна наблюдается описываемое явление, северная часть бассейна свободна от них, равно как и области среднего течения. Наоборот, западная периферия и область северного склона Донецкого края, как и юго-западная часть Приволжской возвышенности характеризуются его широким развитием (рис. 24).

Из этого краткого

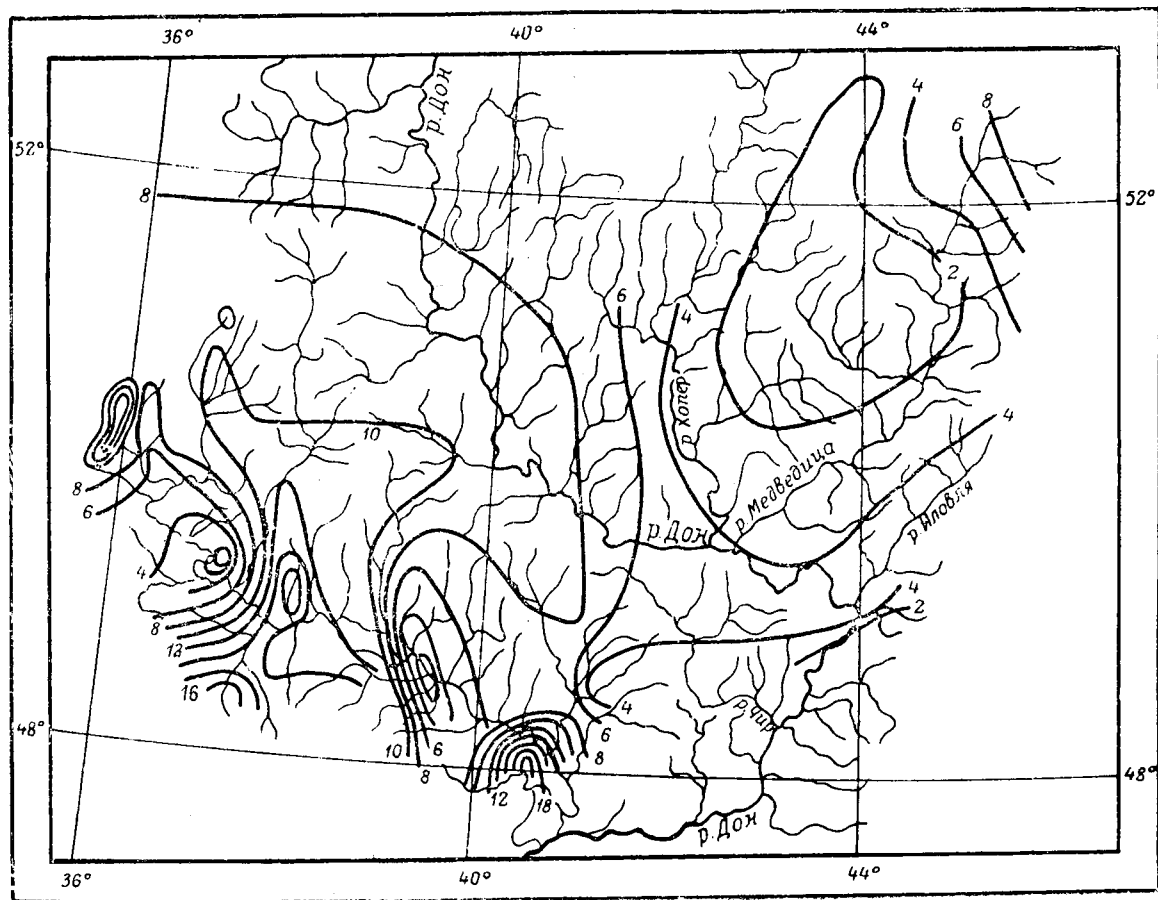


Рис. 24. Схема распределения продолжительности явления «вода на льду» в днях по рекам бассейна р. Дона, 1950 г.

рассмотрения следует, что «вода на льду» — явление более или менее развитое на юго-востоке Европейской территории страны, где сочетаются и относительно большая толщина ледяного покрова и низкая водоносность рек в зимний сезон.

Эти два условия, благоприятствующие развитию выходов воды на лед, особенно сильно проявляются в Восточной Сибири.

В бассейне р. Енисея «вода на льду» появляется также только на малых реках с площадью бассейна до 8000 км^2 , но ниже больших порогов это явление наблюдается и на таких крупных реках как Ангара.

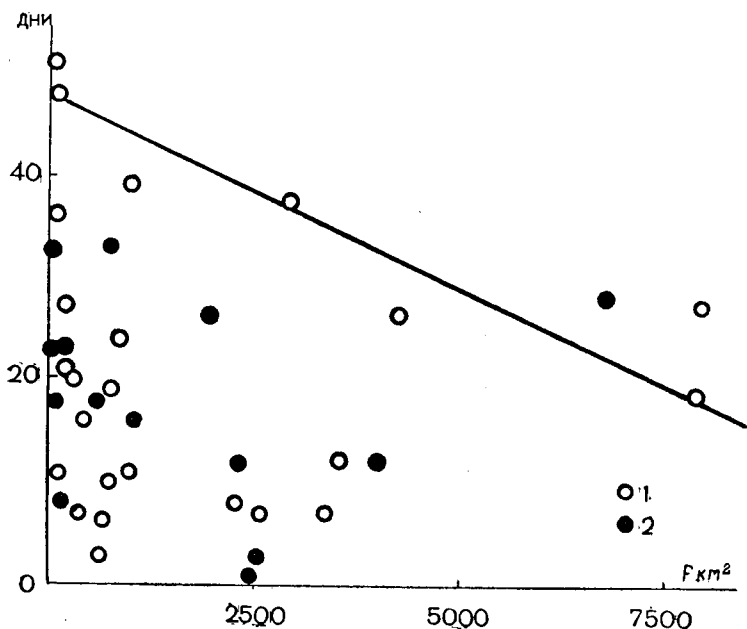


Рис 25. Продолжительность явления «вода на льду» в зависимости от площади бассейна для рек бассейна р. Енисея.

1 — 1959 г.; 2 — 1948 г.

Связь между величиною площади водосбора и продолжительностью описываемого явления существует и на реках этого района, но только для его верхних пределов (рис. 25), остальные же точки связи создают поле для малых бассейнов с некоторой тенденцией к концентрации у оси ординат.

Такое расположение точек связи объясняется влиянием фактора высотной зональности, так как с увеличением высоты местности изменяются условия питания рек талыми водами снегов. С повышением высоты местности, как это видно по рис. 26, число дней с явлением «вода на льду» уменьшается, причем для рек бассейнов Енисея и Ангары по одной закономерности (кр. 1),

для бассейна р. Селенги, находящейся в иных климатических условиях, по другой (кр. II).

Таким образом, оба рассмотренные фактора — величина площади бассейна и высота местности — влияют на продолжительность явления противоположным образом. Из сравнения данных за ряд лет по различным рекам бассейна р. Енисея можно сделать вывод, что в большинстве случаев развитие описываемого явления по ним более или менее синхронное.

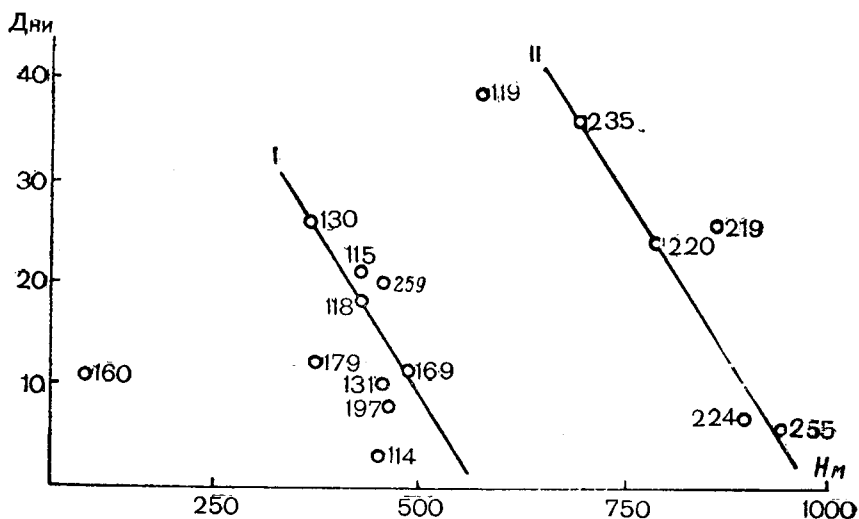


Рис. 26. Зависимость продолжительности явления «вода на льду» от высоты места (номера при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

I — реки бассейна рр. Енисея и Ангары; II — реки бассейна р. Селенги.

Даже достаточно удаленные друг от друга р. Ока системы р. Ангары и р. Хилок системы р. Селенги, находящиеся в различных климатических условиях, обнаруживают более или менее одинаковый ход в развитии явления.

«Вода на льду» не ежегодное явление и на реках бассейна р. Енисея наблюдается примерно в 30% из общего числа лет наблюдений, обычно в наиболее суровые зимы при частичном или полном перемерзании водотоков.

Из схемы распределения «воды на льду» по территории бассейна р. Енисея видно, что изолинии, в общем, оконтуривают северо-восточную периферию Саян и в юго-восточной его части выделяют северо-западные отроги Яблоневого хребта, а на юго-западе район выхода р. Енисея из горной части бассейна.

Вся остальная часть территории бассейна оказывается свободной от появлений на реках воды на ледяном покрове (рис. 27). В сопоставлении с аналогичной схемой по бассейну р. Дона можно сделать вывод о том, что наиболее благоприят-

ными районами для развития явления «вода на льду» являются нижние зоны склонов гор и возвышенностей.

Подвижки ледяного покрова. Подвижками ледяного покрова называются временные его перемещения вниз по течению, обычно на небольших участках реки. До сих пор вопрос о том, в каких условиях реки вскрываются с подвижками и в каких без них, в литературе слабо освещен.

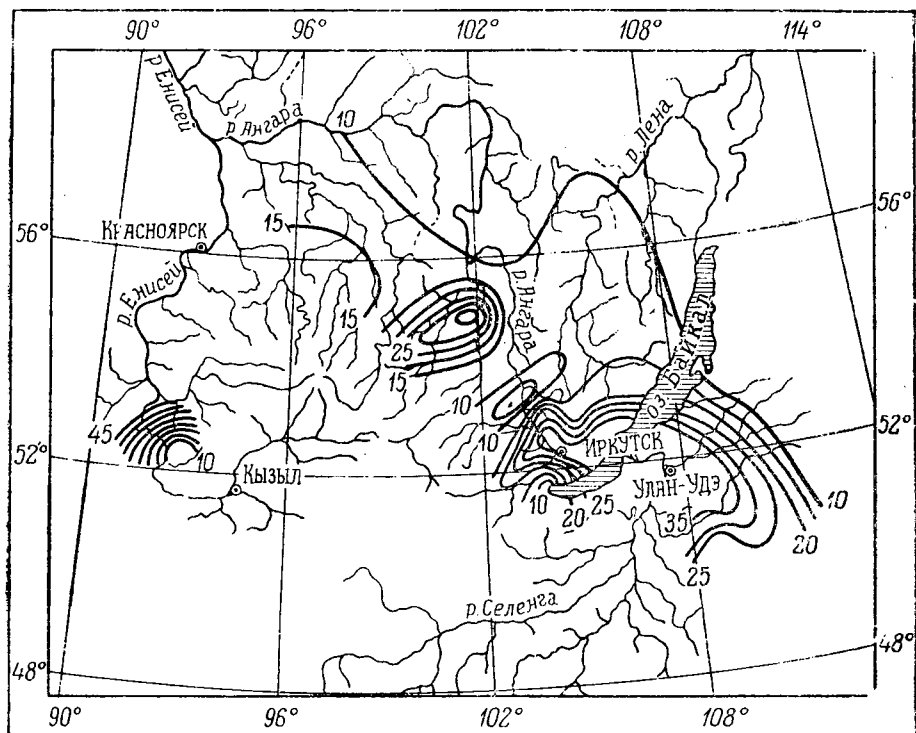


Рис. 27. Схема распределения по территории бассейна р. Енисея продолжительности явления «вода на льду» в днях. 1950 г.

По схеме М. А. Великанова [45], крупные реки вскрываются с одной или несколькими подвижками, в действительности же в ряде случаев их не наблюдается, а на некоторых реках они представляют лишь редкое явление. Так, например, на рр. Аму-Дарья и Сыр-Дарья высокая температура подходящих сверху вод определяет столь интенсивное таяние ледяного покрова, что он легко распадается на месте на отдельности и без подвижек создает лишь кратковременный ледоход.

Следует различать подвижки, не переходящие в последующий ледоход, от таких, за которыми он следует как дальнейшее развитие процесса, а также подвижки льда, происходящие в зимний сезон от глубоких оттепелей. В связи с этим представ-

ляется возможным выделить следующие виды подвижек: подвижки зимних оттепелей; подвижки весенние, прерванные в своем развитии похолоданиями; подвижки весенние — местные; подвижки плесовые; подвижки кромки ледяного покрова.

Подвижки первого вида весьма часты на наших юго-западных реках и характеризуются тем, что развиваются в районах, охваченных оттепелями, и не имеют последовательного продвижения вдоль по рекам.

Подвижки весеннего периода, но прерванные в своем развитии похолоданиями, наблюдаются в данном году только в том участке реки, какой охвачен оттепелью.

Подвижки весенние—местные наблюдаются на реках со ступенчатым продольным профилем, в частности на рр. Зап. Двине, Свири, порожистых реках Карельской АССР и Кольского п-ва, на Урале и т. д. Кроме того, такого же распространения подвижки могут быть в участках выходов грунтовых вод, ослабляющих своими запасами тепла ледяной покров.

Подвижки плесовые свойственны рекам, вскрытие которых совершается по отдельным участкам, и обычны для крупных рек, протекающих на юг или в широтном направлении; часто они наблюдаются в средних и верхних участках плесов, охваченных одновременным вскрытием, например на рр. Волге, Дону, Днепре, среднем течении Оби.

Подвижки кромки ледяного покрова представляют собой явление более или менее равномерно передвигающееся вниз по реке по мере продвижения по ней вскрытия. Они свойственны рекам, текущим с юга на север, на которых механический фактор в уничтожении ледяного покрова является доминирующим, например на рр. Сев. Двине, Печоре, нижнем течении Оби, Енисея, Лены и т. д.

Кратковременные подвижки кромки ледяного покрова для таких рек, непосредственно переходящие в ледоход, — явление обязательное, но довольно часты и местные подвижки, которые в большинстве случаев происходят за 2—3 недели до вскрытия в условиях местного ослабления ледяного покрова многочисленными полыньями и широкими закраинами как от действия грунтовых вод, так и быстрин порогов. Такого рода подвижки описываются Е. В. Близняком [26] для р. Енисея на участке от Красноярска до Енисейска.

На северо-востоке Сибири подвижки происходят только на крупных реках, средние же и малые вскрываются без этой фазы. В связи с тем, что здесь основные реки протекают с юга на север, подвижки создаются типа «кромки ледяного покрова», быстро сменяются одна другой и весь период, охваченный ими, имеет продолжительность не более четырех дней. Первая подвижка на реках этого района, например на р. Колыме, совершается через 8—10 дней после весеннего перехода температуры воздуха через нуль.

На быстротекущих реках первые подвижки льда наблюдаются за несколько дней до вскрытия; так, например, в верховьях р. Енисея у в/п Кызыл в 1950 г. первая подвижка произошла за 6 дней до ледохода, в том же году на р. Иркуте у в/п Тунка и в/п Тибильти соответственно за 10 и 8 дней, а на р. Белой у в/п Инга за 5 дней в условиях колебаний уровней на 25—30 см. По-видимому, эти подвижки являются следствием образования продольных трещин в береговых зонах ледяного покрова, вызванных указанным изменением уровней.

Аналогичное явление П. П. Стакле [49] отмечает для р. Зап. Двины, у которой на порожистых участках при падении и последующих подъемах уровней ледяной покров отрывается от смерзшихся с берегами его частей и под действием мощного захватного усилия речного потока приходит в движение, создавая ниже в вершинах плесов заторы.

Описанного рода продольные трещины, создающиеся в результате изгибов ледяного покрова, приводят к подвижкам только в условиях его предварительного ослабления полыньями, местными закраинами и т. п. Так например, на р. Иркуте у с. Тибильти такая подвижка в 1950 г. произошла через двое суток после того, как образовались полыньи и закраины. На том же Иркуте и у с. Смоленщины этих явлений не было, но и подвижки тоже не наблюдалось. Аналогично на р. Белой у с. Инга были промоины, произошла и подвижка, а ниже, у с. Мальты первого не наблюдалось и подвижка произошла лишь накануне ледохода.

Таким образом, описанного вида подвижки являются следствием действия сразу нескольких причин. Так как для подвижек необходимо наличие ледяного покрова на плаву, то на малых и промерзающих речках, на которых лед плотно смерзся с берегами, их и не бывает. В бассейне р. Енисея на реках с площадью водосбора до 1000 км² подвижек не случается, в бассейне р. Дона этот предел понижается до 400 км².

На реках западной части Европейской территории СССР ранние подвижки являются следствием потеплений, за которыми следуют волны холода. Так, например, на р. Полисть в 1954 г. наблюдалась подвижка 30 и 31 марта, а вскрытие произошло только 6 апреля, вследствие имевшего место в этот промежуток времени похолодания.

На равнинных реках вскрытие обычно охватывает сразу участки значительной протяженности и в случаях его продвижения снизу вверх по реке в нижних их частях подвижек в большинстве случаев не наблюдается, а в средних и верхних они происходят как обязательные явления. Продолжительность таких подвижек зависит от того, насколько позже вскрываются нижерасположенные части реки, как это хорошо подтверждается данными по р. Днепру (рис. 28). Особенно значительная продолжительность подвижек у г. Верхнеднепровска, видимо, свя-

зана с изменениями условий протекания водных масс из-за влияния подпоров от плотины ГЭС.

На средних по величине реках, протекающих в пределах одного и того же климатического района, т. е. вскрывающихся одновременно, подвижки являются типичной стадией этого процесса, предваряющего само вскрытие, например на рр. Ловать, Полисть, Луга и т. д.

На больших реках, протекающих с севера на юг и с юга на север, естественно, в одни и те же сроки в различных частях течения наблюдаются разные состояния и фазы вскрытия. Некоторую роль в этих различиях и для равнинных рек играет фактор высотной зональности, так как даже относительно небольшие повышения местности (100—200 м) определяют в весенний период значительные понижения температур воздуха.

На рр. Днепр, Березина, Сож, Дон и т. д., протекающих, в общем, с севера на юг, подвижки зимних оттепелей верховий рек соответствуют по времени в среднем течении весенним подвижкам или ледоходу, а еще ниже по течению и свободному состоянию реки (рис. 29—31).

На реках, текущих с юга на север, подвижки продвигаются вместе с кромкой льда вниз по течению, что для крупных рек длится 20—40 и более дней, как это хорошо видно по рис. 32 и 33.

При чисто тепловом вскрытии происходит простой процесс потери прочности ледяного покрова, и подвижки совершаются без каких-либо изменений водоносности реки, т. е. при зимних или даже снижающихся уровнях воды (рис. 34).

При участии, хотя бы и незначительном, механического фактора в процессе разрушения ледяного покрова подвижки происходят уже при повышающихся уровнях воды (рис. 34). Чем больше роль механического фактора в разрушении ледяного покрова, тем при больших подъемах уровней совершаются подвижки, что хорошо видно по графикам уровней в соответствующих участках рек (рис. 35, 36).

На реках, протекающих с севера на юг, вследствие прогрессивного отставания весеннего паводка от сроков вскрытия, подвижки совершаются на подъеме уровней, чем ниже по течению, тем на более низкой части ветви подъема (рис. 35).

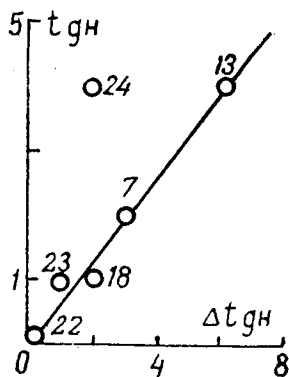


Рис. 28. Связь между продолжительностью подвижек и продолжительностью вскрытия плеса между створами наблюдений. Р. Днепр, 1950 г. (по оси абсцисс отложена разница в днях между вскрытием створа наблюдения и нижерасположенного плеса; числа при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

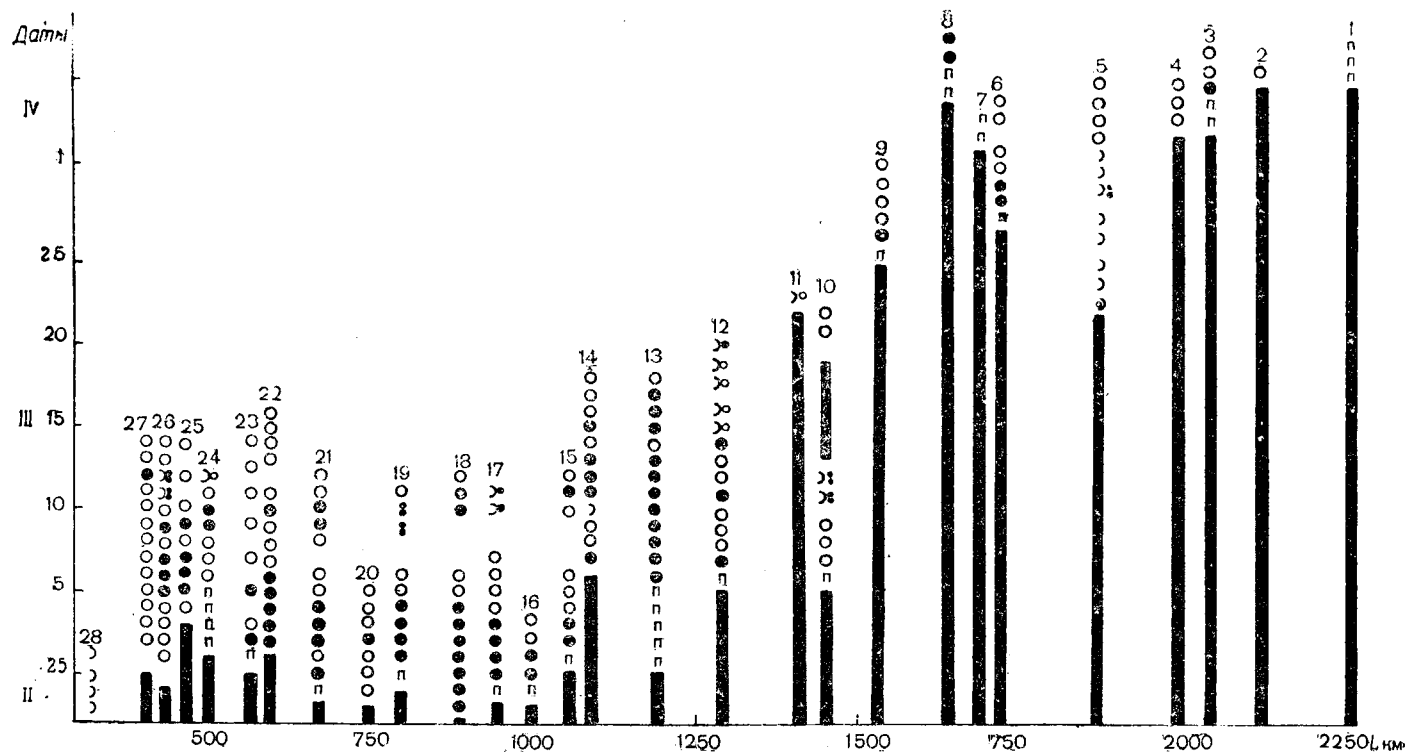


Рис. 29. Фазы вскрытия р. Днепра, 1950 г. (номера при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

На реках, протекающих с юга на север, относительная высота уровней подвижек вниз по течению увеличивается (рис. 36).

Подвижки ледяного покрова, как правило, не нарушают общего хода уровней, что соответствует природе явления.

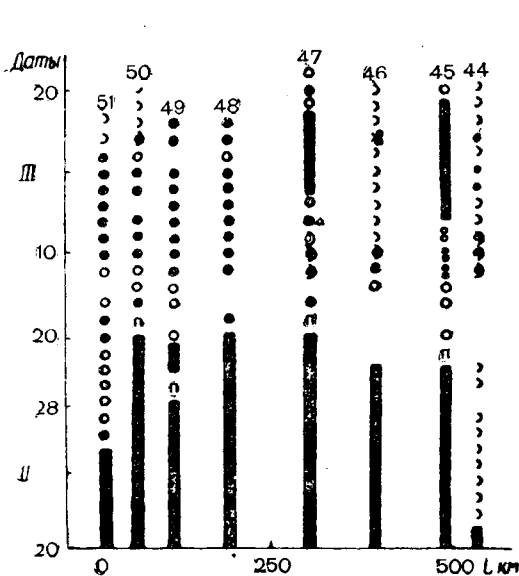


Рис. 30. Фазы вскрытия р. Березины, 1950 г. (номера при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

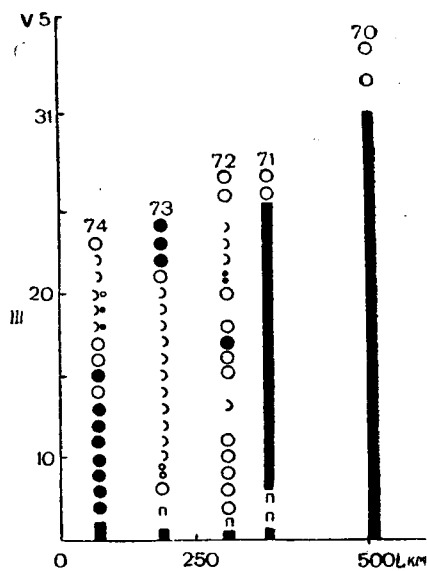


Рис. 31. Фазы вскрытия р. Сожа, 1950 г. (номера при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

Заторы льда. Заторами льда называют временные, задерживающиеся на каком-либо участке реки в период ледохода скопления ледового материала, вызывающие подъемы уровней.

Заторы, создающиеся при осеннем ледоходе, характеризуются продолжительностью существования и при благоприятных условиях переходят в постоянный ледяной покров. Подъемы уровней при осенних заторах относительно невелики. Осенние заторы происходят в условиях малой водоносности и увеличивающейся интенсивности ледохода и шугохода, в связи с чем на процессы их формирования влияет уменьшение транзитной способности реки. Их специфической чертой является наличие шуги в создающем его материале, и по признаку преобладания этого вида льда заторы называют зазорами.

В целях внесения большей определенности, чем это имело место в «Наставлении гидрометеорологическим станциям и постам» [50] и у В. В. Пиотровича [51], целесообразно осенними заторами называть такие, в теле которых льдин больше 75%, а шуги менее 25%, зазорами — при обратном соотношении и за-

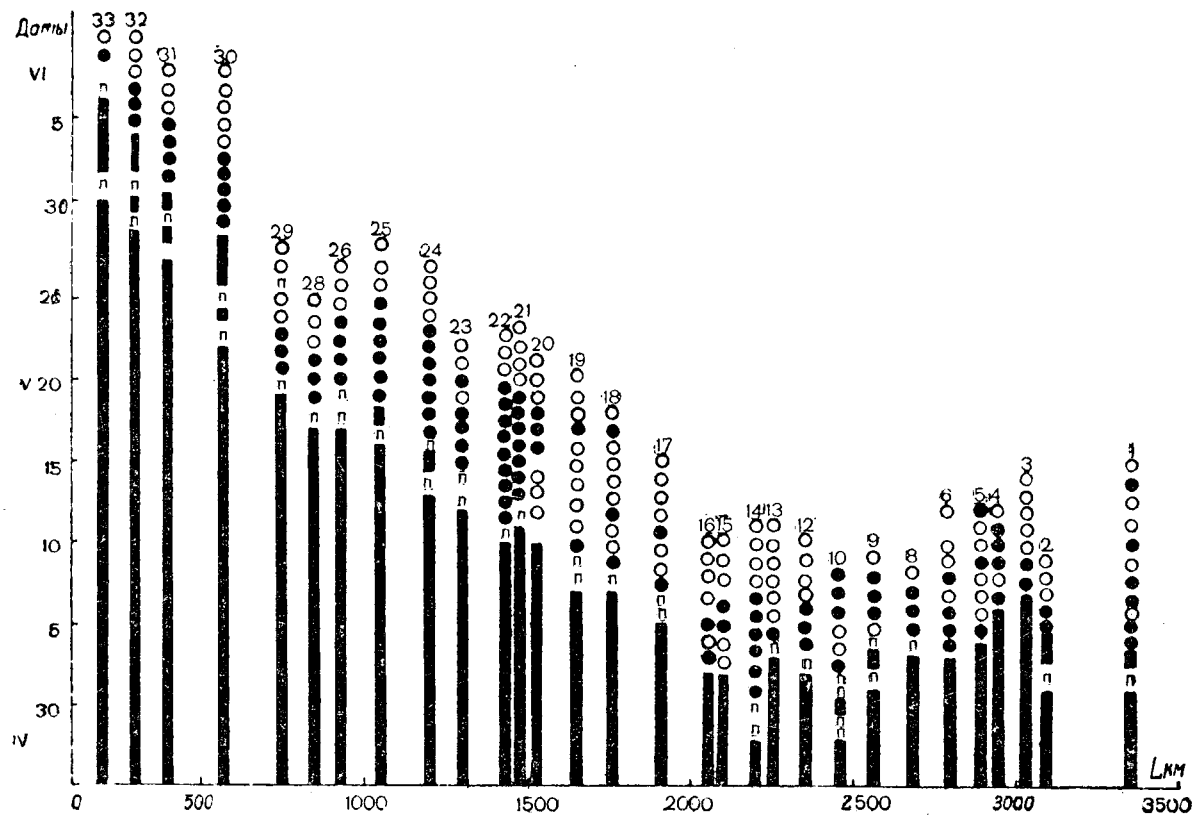


Рис. 32. Фазы вскрытия р. Енисея, 1950 г. (номера при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

Рис. 33. Фазы вскрытия р. Сев. Двины, 1948 г. (номера при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

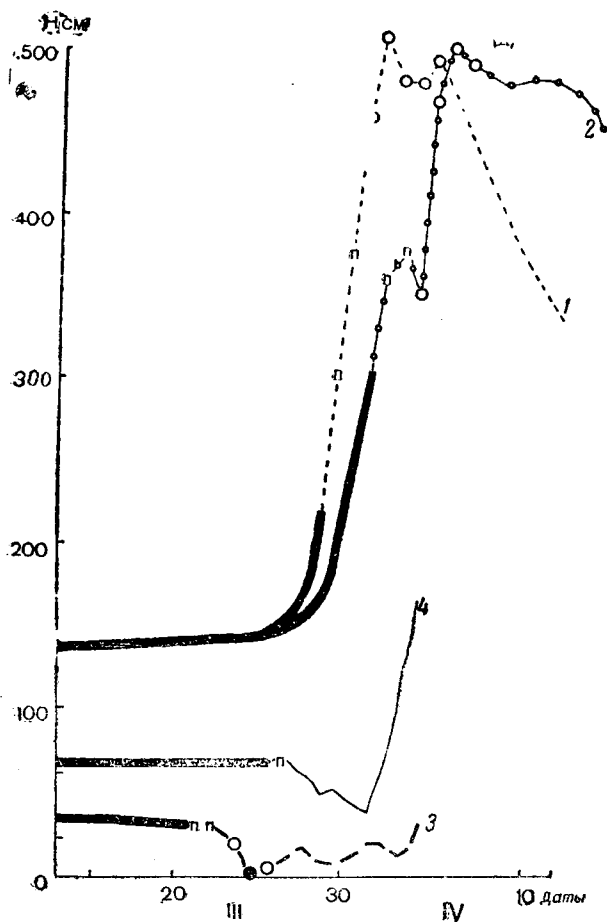
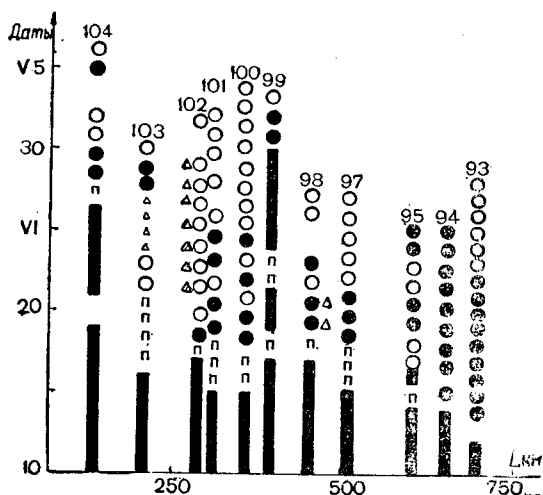


Рис. 34. Графики колебаний уровней при тепловом типе вскрытия и с участием механического фактора. Р. Урал, 1951 г.

1 — в/п с. Татишево; 2 — в/п г. Уральск; 3 — в/п с. Тополи; 4 — в/п с. Колмыково.

торами-зажорами — при одинаковом содержании этих компонентов.

Льдины, образующие осенние заторы, в большинстве случаев

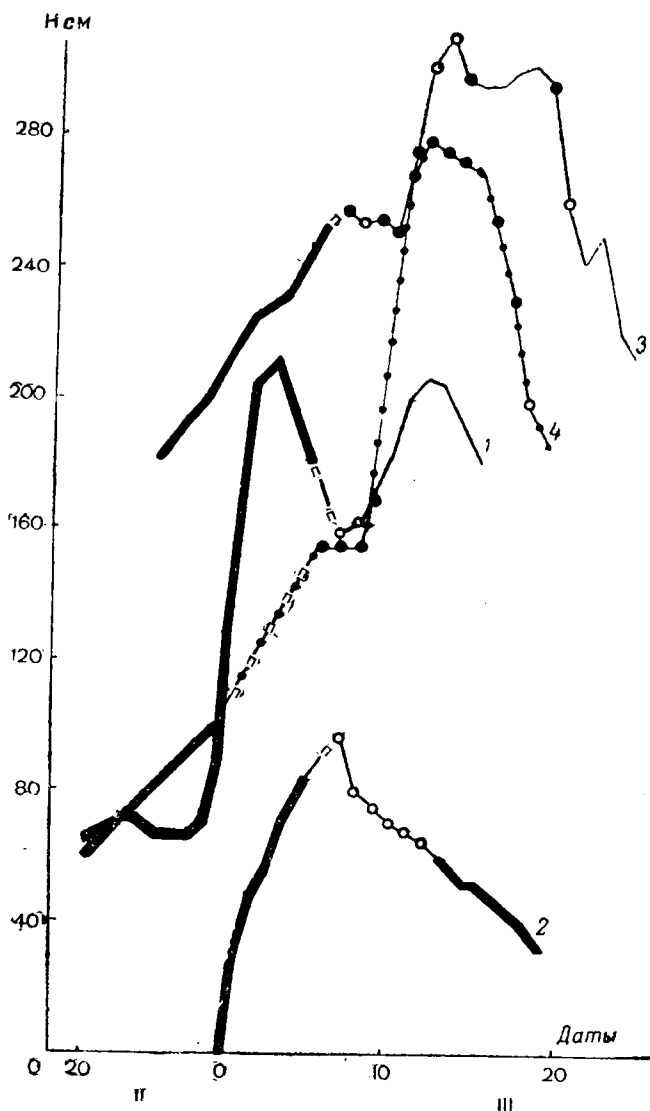


Рис. 35. Графики колебаний уровней р. Днепра, 1950 г.

1 — в/п с. Лоев, 1204 км от устья; 2 — в/п г. Речица, 1293 км от устья; 3 — в/п г. Рогачев, 1448 км от устья; 4 — в/п г. Могилев, 1635 км от устья.

относительно небольших размеров, поэтому их сложение может быть весьма компактным и, если учесть, что с поверхности они цементируются льдом молодиком, а по глубине промежутки за-

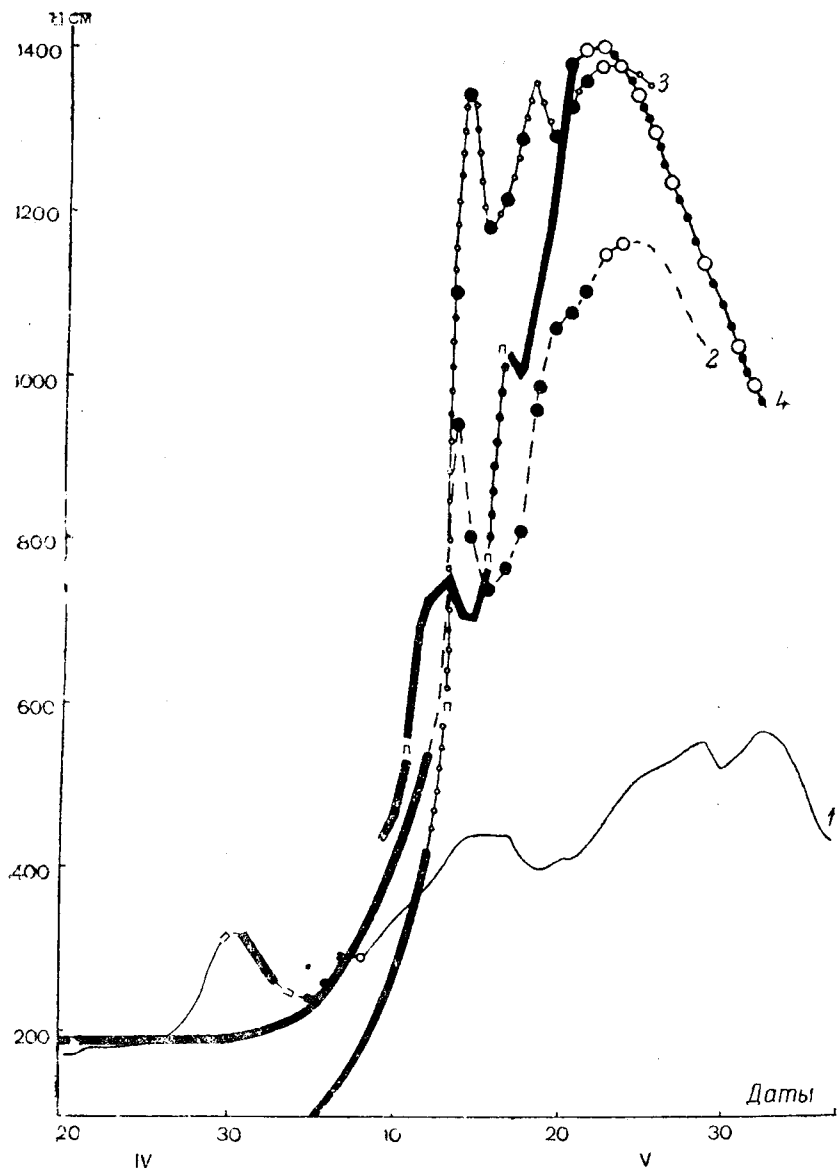


Рис. 36. Совмещенные графики колебаний уровней воды
р. Енисея, 1950 г.
1 — в/п с. Абаканов Перевоз, 1936 г.; 2 — в/п с. Осинковский Порог, 1937 г.;
3 — в/п с. Бахта, 1938 г.; 4 — в/п г. Игарка, 1939 г.

бываются шугой, все тело затора-зажора приобретает монолитность и большую стойкость по отношению к скоростному напору воды.

Весенние заторы формируются в условиях положительных температур воздуха и притока вод с повышающейся температурой, поэтому и слагающие их льдины не только не смерзаются, но и интенсивно теряют свою прочность.

Кроме того, формирование весенних заторов происходит при повышении водоносности рек, вследствие чего увеличивается пропускная способность русел и в то же время усиливается скоростной напор, действующий разрушительным образом.

Все эти причины и обуславливают основные различия осенних и весенних заторов. Первые, как правило, являются прочными, долговременными образованиями, вторые — кратковременными, существующими часами, в лучшем случае сутками. Первые, лишь в особых условиях (на озерных, горных реках) могут приобретать характер катастрофических явлений, для вторых это более или менее обычно.

Заторо- и зажорообразования освещены в ряде работ — Е. В. Близняка [26], Ф. И. Быдина [31], М. А. Великанова [45], В. Д. Комарова [22], В. М. Лохтина [52], М. К. Федорова [53], В. П. Берденникова [54] и др., однако они относительно мало затрагивают вопросы особенностей режимных характеристик при формировании заторов в весенний период.

Весенние заторы льда создаются в период ледохода и чем ледоход интенсивнее, тем более вероятно образование заторов. Высота подъема уровня воды при заторах зависит от уровня, при котором происходит ледоход. Однако чем выше уровень ледохода, тем больше ширина реки и тем менее вероятен затор. Но на реках с высокими крутыми берегами последний фактор не так уж существен, в связи с чем на них и формируются особые мощные, с большими подъемами уровней заторы.

Так как основным условием образования заторов является наличие достаточного количества ледового материала, то они образуются чаще на реках с интенсивными ледоходами, при сохранении льдом значительной прочности, что свойственно рекам, текущим с юга на север; на реках, текущих с севера на юг, вскрытие которых более или менее постепенно распространяется от низовий вверх к истокам, значительных заторов не наблюдается.

Заторы, формирующиеся на низких отметках, для жизни реки имеют значение как фактор преобразования меженного русла, создающиеся же на высоких отметках принимают характер катастрофического явления, при котором, помимо отмеченных воздействий, происходят затопления, размывы поймы и разрушения построек и сооружений в этой зоне.

Весенние заторы представляется возможным разделить на 4 группы: 1) заторы, формирующиеся в начале подъема весен-

него паводка, 2) заторы на ветви подъема паводка, 3) заторы у вершины паводка, 4) заторы больших рек при закрытом нижнем плесе.

Заторы первого и второго типов образуются в участках русла с недостаточной транзитной способностью для пропуска льда, как, например, на крутых поворотах, у осередков, островов и т. д. При формировании заторов в этих местах происходит значительное уменьшение живого сечения от забивки его льдинами, кроме того, лед нагромождается в торосы и навалы.

В мощных заторах разница отметок уровней воды выше и ниже затора достигает нескольких метров, в частности на р. Волге до 3,5 м.

К описанным явлениям, помимо затоплений и боковых прорывов вод со свойственными им последствиями, следует отнести действие навалов льда на берега, сооружения, отстаивающиеся суда и пр. Кроме того, при разрушениях заторов в волну прорыва могут быть затянуты суда, в большинстве случаев терпящие при этом аварии. Эта волна прорыва,двигающаяся вниз со скоростью до 40 км/час, разрушительно действует на все, встречающееся на ее пути.

Заторы, случающиеся на озерных реках, следует отнести к первому типу. Обычно из озер в реки поступает весьма небольшое количество льда, а собственного ледового материала для формирования заторов у них недостаточно, и весенний ледоход совершается спокойно. Однако при благоприятных направлениях ветров нагон озерного льда может быть столь большим, что транзитной способности рек оказывается недостаточно, и в различного рода затрудненных для пропуска льда местах создаются заторы, в отдельных случаях весьма мощные. Такого происхождения заторы, как описывает Р. Е. Нежиховский [55], были на р. Неве в 1956 и в 1958 гг. В первом случае затор сформировался в условиях низких уровней озера, что обусловило большую интенсивность его развития, чем во втором случае, когда уровни стояли на 0,6 м выше нормы.

Заторы третьего типа по своему генезису не отличаются от заторов первого и второго типов и свойственны рекам с быстрым сбросом талых вод в русло главной реки, т. е. преимущественно малым и средним по величине водотокам.

Заторы четвертого типа представляют явления иного рода и создаются в результате более раннего вскрытия верхнего плеса при сохранении достаточной прочности ледяным покровом на нижнем плесе. У верховой кромки ледяного покрова нижнего закрытого плеса задерживается весь ледовый материал, приносимый ледоходом; происходит торошение, а при благоприятных условиях и заторообразование. На больших реках, текущих с юга на север, этот тип заторов является сопутствующим вскрытию и передвигается вместе с верховой кромкой сплошного ледостава вниз по течению. На таких реках заторы задерживают

продвижение вскрытия вниз к устью, в связи с чем весь процесс приобретает спорадический, прерывистый характер.

Участки рек с пониженной транзитной способностью для такого рода заторов являются местами наиболее вероятного их возникновения. В качестве примеров можно указать на заторы на р. Енисее у г. Красноярск и Енисейска в 1941 г., на р. Сухоне у г. Великого Устюга в 1929 и в 1939 гг. (рис. 37).

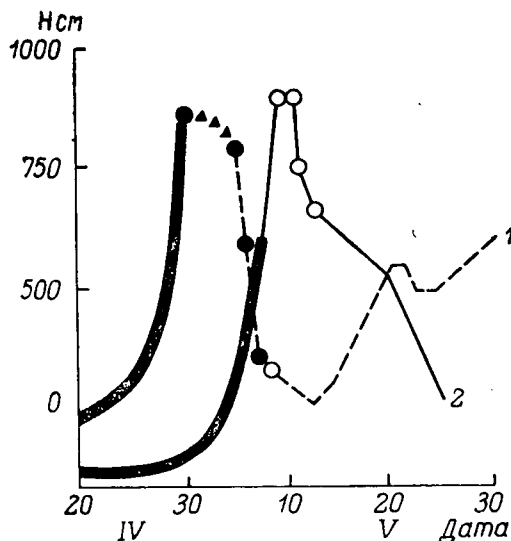


Рис. 37. Катастрофические подъемы уровней от заторов.

1 — р. Сухона, г. Великий Устюг, 1929 г.; 2 — р. Енисей, г. Красноярск, 1941 г.

В 1941 г. вскрытие р. Енисея у в/п Езагаш, расположенного в 100 км выше г. Красноярск, произошло 29 апреля и к 30 апреля распространилось почти до пределов города, где и началось तोрошение верховой кромки ледяного покрова (у в/п Базаихи), давшее начало затору. К следующему дню затор спустился вниз, в пределы города и продолжался до 5 мая, т. е. до вскрытия нижележащего плеса. Подъем уровней под влиянием заторообразования в г. Красноярске достиг 4 м при общей амплитуде паводка порядка 9 м. Катастрофическое действие затора проявилось не в вели-

чине подтопления, так как в 1857 и в 1879 гг. подъемы уровней были выше приблизительно на 1 м, а в разрушительном действии льдин, проносимых разливающейся за пределы русла водой.

Заторы в низовьях р. Сухоны имеют аналогичное происхождение, им особо благоприятствует совпадение ранних, по сравнению с р. Сев. Двиной, вскрытий на р. Юге. В частности, катастрофические наводнения 1929 и 1936 гг., во время которых заливалась значительная часть г. Великого Устюга, связаны с возникновением описываемого типа заторов.

На крупных реках, текущих с севера на юг, в их верховьях заторы обычно происходят у гребня паводка, т. е. относятся по предлагаемой классификации к третьему типу. На таких реках чем ближе к устью, тем на более низких уровнях создаются заторы, что определяется усилением в этом направлении роли теплового фактора во вскрытии и уменьшением объема местного стока талых вод.

На реках, текущих с юга на север, заторы четвертого типа свойственны нижнему течению, иногда они наблюдаются в среднем, в верхнем же течении преобладают заторы второго, а иногда и первого типов.

Подъемы уровней, вызываемые заторами, не так уж велики, как об этом принято думать. Ошибочность представлений заключается в том, что повышения уровней от заторов накладываются на общий фон обычно резкого подъема паводочной волны, и наблюдатели суммарную их величину принимают только за заторную. В частности, данные Е. В. Близняка о высоте подъема уровней на 9 м от затора, случившегося в 1909 г. на р. Енисее, видимо, основаны на том же недоразумении. Как следует из материалов водного кадастра, при этом заторе действительно высота уровней над нулем графика была более 9 м, но до затора их отметка равнялась 4 м. Таким образом, амплитуда колебаний уровней заторного происхождения была порядка всего 5, а учитывая осредненность использованных данных, может быть, и 6, но не 9 м.

Судя по данным Г. В. Лопатина [56] и на р. Сев. Двине подъемы уровней заторного происхождения обычно 1,5—2 м и лишь в одном случае достигали 5 м.

Очевидно, подъемы от заторов могут быть тем больше, чем меньше приращение ширины русла при повышении уровней, за показатель чего может быть принято отношение $\frac{\sqrt{B}}{H}$, где B — ширина русла, а H — средняя его глубина.

Отметим, что для р. Подкаменной Тунгуски у в/п Большой Порог подъемы от заторов достигают 6 м и отношение $\frac{\sqrt{B}}{H}$ равно 2,4, для р. Енисея у в/п Базаихи эти характеристики равны соответственно 4 и 3,5 м, а для Сухоны 3 и 3,0 м.

Для одного и того же пункта величина подъемов уровней от заторов изменяется в относительно небольших пределах и, в общем, оказывается зависящей от высоты уровней, при которых совершается затор, от высоты паводка, высоты уровней при вскрытии, иначе говоря, от интенсивности нарастания водоносности реки и ее относительной величины в момент возникновения затора (рис. 36—38).

В годы с вскрытиями, совершающимися при низких уровнях и большими их подъемами в период ледохода, в условиях приблизительного равенства или относительно небольшого преобладания механического фактора над тепловым заторов, как правило, не бывает. Наоборот, они обыкновенны при вскрытиях на высоких отметках с последующим малым подъемом уровней (рис. 36). Часты заторы при маловодных весенних паводках. При интенсивно развивающихся процессах формирования паводочной волны, как это отмечают С. Н. Крицкий, М. Ф. Мен-

кель, К. И. Россинский [57], заторообразование происходит так же энергично, вызывая наибольшие подъемы уровней.

При интенсивно повышающихся в период ледохода уровнях увеличиваются транспортирующие возможности реки. При ма-

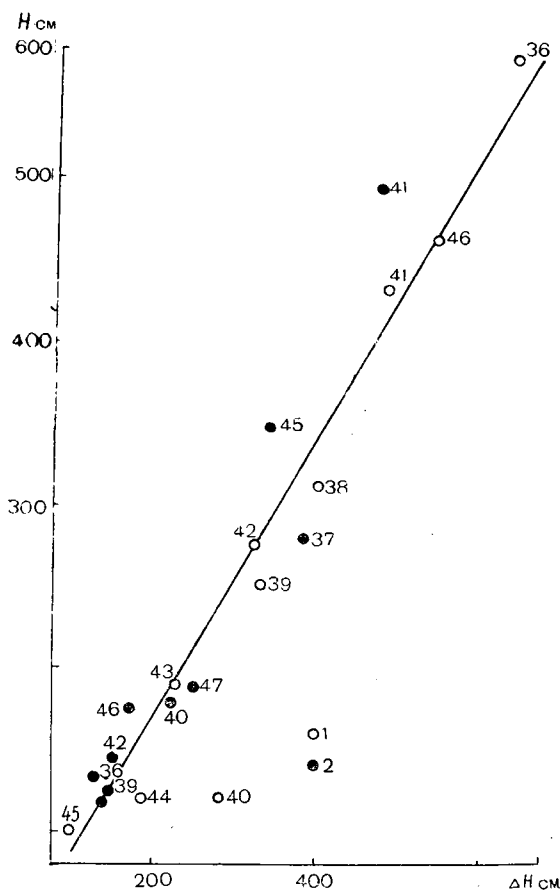


Рис. 38. График связи высоты подъема уровней от заторов с величиной приращений уровней от низких зимних подъемов до вскрытия. Р. Енисей (годы наблюдений указаны при точках).
1 — в/п г. Енисейск; 2 — в/п г. Красноярск.

лых подъемах они улучшаются незначительно, поэтому в первом случае, даже при интенсивных ледоходах, транзит льда происходит довольно беспрепятственно и, наоборот, затруднено при низких уровнях. Именно поэтому в годы с маловодной весной характер хода уровней в период прохождения густого ледохода отличается неравномерностью и их графики изобилуют резкими пиками подъемов.

Меры борьбы с весенними заторами первых трех типов хорошо разработаны и достаточно эффективны, но по отношению к последнему, четвертому типу они не могут дать существенного результата, так как не устраняют основной причины их возникновения — ледяного покрова на нижнем плесе.

По-видимому, надежным методом борьбы с этого типа заторами является профилактическая подготовка к вскрытию плесов, расположенных ниже участков, подвергающихся опасности от заторообразования, путем посыпки инертными или активными веществами ледяного покрова или его механической обработки.

Необходимо отметить, что заторы четвертого типа (кромки ледостава) могут представлять и положительный фактор своей аккумуляцией паводочных вод, если они создаются выше мест, подлежащих защите от подтоплений. Так, например, по данным Г. В. Лопатина [56], чем интенсивнее заторообразовательные процессы на р. Сев. Двине выше устья р. Пинеги, тем ниже отметка гребня паводка у г. Архангельска.

Ледоход. В период вскрытия рек ледоход представляет наиболее обычное явление. Ледохода не бывает на очень малых водотоках типа ручьев, на промерзающих до дна небольших речках, на которых талые воды проходят поверх ледяного покрова, а также на реках, вскрывающихся под воздействием почти исключительно теплового фактора.

Крупные промерзающие реки, как Яна в среднем и верхнем течении, Шилка в верхнем течении, создают ледоход за счет остающихся не смерзшимися с дном участков ледяного покрова, а также в результате всплывания во время прохода талых вод отрывающихся от дна льдин.

Реки Восточной Сибири, Забайкалья, Кулундинской степи, Западного Казахстана замерзают в условиях малой водоносности, а поэтому даже значительного размера артерии промерзают до дна, и весной лед на них, как правило, тает на месте. К такому же типу рек следует отнести и водотоки Прикаспийской низменности, степной части Северного Кавказа, Крыма. Практически не бывает ледохода и на таких реках, как Аму-Дарья, Сыр-Дарья; по крайней мере, продолжительность его измеряется всего часами, иногда минутами. Здесь с юга подходят настолько теплые воды, что продукты разрушения ледяного покрова чрезвычайно быстро тают.

Ледоход представляет форму сброса ледового материала, сохранившегося от тепловых воздействий, и на транзитных участках густота ледохода и его продолжительность определяется количеством подающегося сверху к входному створу материала, интенсивностью таяния на протяжении участка, скоростью движения льда.

Для короткого транзитного участка реки или канала с неизменными морфометрическими и гидравлическими условиями

расчет продолжительности сброса ледового материала и его элементов сводится к задаче чисто физического порядка, именно к вычислению скорости таяния льда при подводе тепла к его нижней и боковым поверхностям турбулентными токами воды. Такого типа задачи уже неоднократно разрешались, в частности можно сослаться как на пример подобного расчета на работу И. Н. Соколова [58]. Однако на реках интенсивность и продолжительность ледохода определяется, помимо отмеченных факторов, еще пополнением ледовым материалом из притоков и перераспределением по пути, что чрезвычайно сильно видоизменяет казалось бы простой процесс сброса льда.

Значительную роль играет и изменение тепловых условий вниз по течению, что делает совершенно отличными процессы ледохода на реках, текущих с севера на юг и с юга на север, или с востока на запад и, наоборот, с запада на восток.

Так как характер поступления ледового материала определяется особенностями вскрытия реки и степенью совпадения по времени со вскрытиями притоков, то по этим последним признакам можно выделить типы рек, отличающихся своеобразными чертами режима ледохода: 1) малые и средние реки, вскрывающиеся одновременно, а также участки больших рек с одновременным наступлением ледоходного состояния (типы *ID*, *IID*, *IE*, *IEE*), 2) крупные реки, протекающие с севера на юг, вскрытие которых распространяется от низовий к верховьям; сюда же относятся и горные реки (типы *ID*, *IID*), 3) крупные реки, протекающие с юга на север, вскрытие которых распространяется от верховий к низовьям (типы *IE*, *IEE*).

Для рек первого типа характерны ледоходы большой интенсивности, но малой продолжительности, причем на потоках малого размера со значительным грунтовым питанием и интенсивность их невелика. В качестве примера рек этого типа можно взять истоки рр. Днепра и Дона, на которых ледоход продолжается 1—2 дня и лишь иногда 3—4 дня.

Для участков крупных рек, вскрывающихся одновременно, если они в своем течении ориентированы по широте, в местах большой приточности с северных берегов, вследствие несколько запаздывающего поступления льда из притоков, создается ледоход большой продолжительности.

На реках второго типа наблюдаются ледоходы большой продолжительности, но малой интенсивности.

Реки третьего типа характеризуются кратковременными большой интенсивности ледоходами. Часто наблюдается перемежающейся густоты ледоход, что вызывается стоком льда из притоков, обычно вскрывающихся позже главной реки.

В качестве примеров рек второго типа можно отметить рр. Урал, Дон, Днепр. Р. Урал от г. Уральска до устья протекает почти точно по меридиану и не принимает притоков, поэтому совершающиеся на ней ледоходы в наиболее чистом виде

отражают наблюдающееся в этом направлении повышение температур воздуха (табл. 28).

Таблица 28

Изменение продолжительности ледохода вниз по течению
р. Урала в 1950 г.

Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Дата вскрытия	Число дней с ледоходом		Сумма	Общая продолжитель- ность ледохода (в днях)	Многолетняя норма средне- месячной т-ры воздуха за апрель (в °С)
			густым	редким			
г. Уральск	839	11 IV	6	2	8	8	5,0
с. Кушум	766	10 IV	2	5	7	9	5,5
пос. Мergenевский . . .	659	9 IV	—	6	6	6	5,8
с. Тополи	200	5 IV	—	5	5	5	7,3
г. Гурьев	22	8 IV	—	2	2	2	8,0

Сопоставление продолжительности ледохода со среднемесячными нормами температур воздуха за апрель месяц показывает явную связь между ними, причем первая уменьшается с увеличением второй. От г. Уральска до г. Гурьева норма температур воздуха за апрель месяц увеличивается на $3^{\circ},0$, что дает их приращение на каждый километр течения реки $0^{\circ},004$ и соответствует сокращению продолжительности ледохода на 3 дня до створа с. Тополи и до г. Гурьева на 6 дней. Резкое сокращение продолжительности ледохода на этой последней части течения реки определяется изменением морфометрических и гидравлических условий в связи с переходом в дельтовый морской участок.

Р. Дон в верховьях течет с севера на юг и находится так же, как и рассмотренная часть р. Урала, в области значительного градиента температур воздуха, что в условиях слабой боковой приточности влияет уменьшающим образом на продолжительность ледохода (табл. 29).

В верхнем, меридионального направления участке реки (до г. Павловска) в общем продолжительность ледохода, если не считать аномально большой у в/п Гремяче, сверху вниз по течению уменьшается от 6 до 2 дней. По-видимому и здесь, принимая во внимание транзитный характер стока льда, уменьшение продолжительности ледохода определяется влиянием повышения температур воздуха вниз по течению, так же как и для р. Урала, на $0^{\circ},004$ на 1 км длины реки.

Выдающийся по продолжительности ледоход у в/п Гремяче объясняется несколько более ранним вскрытием, чем оно случилось выше по реке. В самом верхнем пункте наблюдения, у г. Елифани, р. Дон представляет артерию малого размера

Изменение продолжительности ледохода вниз по течению
р. Дона 1950 г.

Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Дата вскрытия	Число дней с ледоходом			Общая продолжи- тельность ледо- хода (в днях)	Многолетняя норма средне- месячной т-ры воздуха за апрель (в °C)
			густым	редким	сумма		
г. Епифань	1921	4 IV	1	3	4	4	4,7
г. Данков	1791	2 IV	2	4	6	6	4,9
г. Задонск	1647	3 IV	2	3	5	5	5,5
с. Гремячье	1469	24 III	2	2	4	15	6,5
стан. Лиски	1352	1 IV	4	3	7	7	6,7
г. Павловск	1225	4 IV	—	2	2	2	7,1
стан. Казанская	1020	1 IV	2	1	3	3	7,4
стан. Вешенская	941	2 IV	2	—	2	2	7,5
стан. Усть-Хоперская	878	2 IV	1	2	3	3	7,5
хут. Хованский	868	1 IV	1	4	5	5	7,4
г. Серафимович	850	31 III	4	1	5	4	7,4
хут. Каменский	746	3 IV	3	—	3	3	7,5
стан. Трех-Островянская	640	3 IV	2	3	5	5	7,9
пос. Калач	565	3 IV	2	2	4	4	7,9

(площадь водосбора всего 686 км²) и потому продолжительность ледохода здесь невелика. Таким образом, сведения о продолжительности ледохода по в/п Гремячье и в/п Епифани не противоречат основному выводу об уменьшении продолжительности ледохода по транзитной части реки. Ниже створа г. Павловска река меняет направление течения с меридионального на близкое к широтному и течет до устья р. Иловли параллельно расположению среднемесячных изотерм апреля, что обуславливает почти одновременность вскрытия на всем этом участке, следовательно и малую продолжительность ледохода. Только непосредственно ниже впадения с левого северного берега крупнейших притоков — рр. Хопра и Медведицы продолжительность ледохода несколько увеличивается. Таким образом, этот участок р. Дона от створа г. Павловска до устья р. Иловли по характеру ледохода служит примером участков рек выделенного нами первого типа.

В истоке р. Днепра, где размеры ее малы, ледоходы также непродолжительны — всего 1—2 дня, а ниже впадения первых крупных притоков растягиваются на 4—6 дней. Так, после впадения р. Березины продолжительность ледохода 10, а иногда даже более 20 дней. То же действие оказывает и сброс льда из других притоков, например из рр. Сожа, Десны. Так, например, в 1950 г., выше впадения р. Десны на р. Днепре у в/п Глебовки продолжительность ледоходного периода была 4 дня, а ниже ее впадения продолжительность ледохода увеличилась у Киева до 11 дней. Несколько иначе влияет р. Припять, которая вскрывает

ся значительно ранее главной реки и не обладает интенсивными и продолжительными ледоходами, в чем сказывается и направление ее течения с запада на восток. Ледового материала из нее поступает в р. Днепр так мало, что какого-либо заметного изменения интенсивности и продолжительности ледохода не наблюдается. От Киева до Днепровска р. Днепр течет в юго-восточном направлении, почти параллельно расположению изотерм весеннего периода, на этом участке река вскрывается почти одновременно и даже с небольшим запаздыванием в нижней части, поэтому продолжительность ледохода на всем его протяжении более или менее одинакова. Притоки этого участка немногочисленны и не дают сколько-нибудь значительного количества льда, поэтому их влияния на продолжительность и интенсивность ледохода главной реки не ощущается.

На притоках верхнего и среднего Днепра ледоход бывает только на реках, обладающих водосбором более 500—1000 км². Однако даже на довольно крупных реках этого бассейна ледоход не представляется регулярным явлением, так как глубокие зимние оттепели, особенно сильно проявляющиеся в феврале, намного уменьшают мощность ледяного покрова, иногда даже расходящегося.

На ряде рек ледовые состояния меняются на небольших расстояниях, что наиболее типично для тех, которые текут с севера на юг. Часто многие реки от зимних оттепелей вскрываются, и одни из них потом снова замерзают, а другие нет (рис. 30, 31). Такое изменение режимного состояния наиболее обычно для западной части бассейна р. Днепра.

Отмеченные явления чрезвычайно усложняют режим периода вскрытия рек описываемого бассейна, но тем не менее основное положение об увеличении продолжительности ледоходного периода с увеличением размеров реки все же выявляется достаточно ясно (рис. 29).

Особенности климатических условий зимнего сезона и в период вскрытия создают характерные свойства режима для каждого района. Например, у р. Березины, параллельно основному направлению течения которой располагаются изотермы, средние за месяц вскрытия (март), сроки вскрытия и очищения от ледяного покрова оказываются одними и теми же на всем ее протяжении, только у самого устья река вскрывается на несколько дней раньше. В соответствии с этим и продолжительность ледоходного периода в низовьях реки больше. В истоках реки, как и на всякой малой водной артерии, ледоход кратковремен. Почти одинаковы и температуры воды на всем протяжении реки в период вскрытия, что косвенно свидетельствует об идентичности условий исчезновения ледяного покрова по термическим причинам (табл. 29). Наоборот, в бассейне р. Десны изотермы температур воздуха располагаются перпендикулярно направлению

течения и поэтому вскрытие верховьев намного запаздывает по сравнению с низовьями, а лед из верхних плесов успевает стаять по пути (табл. 30).

Таблица 30

Средние за третью декаду марта 1950 г. температуры воды р. Десны и средние многолетние за март температуры воздуха

Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Даты		Температуры (в °С)	
		вскрытия	конца ледохода	воды	воздуха
г. Новгород-Северск	537	21	25	0,1	—1,5
с. Разлеты	461	21	26	0,2	—1,4
с. Вишенки	444	22	25	0,6	—1,3
с. Макошино	342	23	26	0,5	—1,1
с. Салтыкова-Девица	278	3	24	0,7	—0,9
г. Чернигов	210	1	19	1,1	—0,9
с. Моровск	114	1	15	1,5	—0,3
с. Летки	36	1	14	1,7	0,0

Примерно та же картина наблюдается и на р. Соже (рис. 31). Таким образом, только ледовый материал низовьев этих рек сбрасывает в Днепр и оказывает свое влияние на ледоход главной реки.

В качестве рек третьего типа рассматриваются рр. Енисей и Сев. Двина. Р. Енисей в верхнем течении (горной части) представляет пример реки, вскрытие которой продвигается вследствие доминирующего значения высотной зональности снизу вверх, следовательно, в этой части она приближается по типу вскрытия к рекам, протекающим не с севера на юг, а с юга на север.

В среднем течении вскрытие, с незначительным запаздыванием вниз по реке, охватывает большой участок. В нижнем течении запаздывание вскрытия вниз по реке значительно увеличивается. Эти характерные особенности продвижения вскрытия определяют для каждого из отмеченных участков реки свою продолжительность ледоходных периодов.

Крупные притоки увеличивают интенсивность, а часто и продолжительность ледоходов главной реки, что хорошо видно на рис. 32, если принять во внимание, что между в/п 13 и 14 впадает р. Кан, 16 и 17 — р. Ангара, 22 и 23 — р. Подкаменная Тунгуска и между 26 и 27 — р. Нижняя Тунгуска.

Изменение продолжительности ледохода по длине р. Енисей отражает влияние нескольких факторов. В верхнем течении, как отмечено, сказывается высотная зональность, определяющая более раннее вскрытие на нижних створах по сравнению с верхними. В связи с этим в этом участке продолжительность ледоходов находится в тесной зависимости от степени запаздывания

вскрытия верхних плесов по сравнению с нижними. Это изменение ледоходов видно по рис. 32 и 39, причем из последнего следует, что за исключением данных самого верхнего створа — г. Кызыл до устья р. Кана включительно продолжительность густого ледохода увеличивается. Продолжительность всего ледоходного периода изменяется несколько осложненным образом, но в общем сохраняет ту же тенденцию, что и густота ледохода, и ее увеличение продолжается до створа г. Енисейска.

Ступенчатый характер графика продолжительности ледоходного периода на этом протяжении реки определяется главным образом поступлением ледового материала из крупных притоков — рр. Кана, Ангара, сброс льда из которых значительно

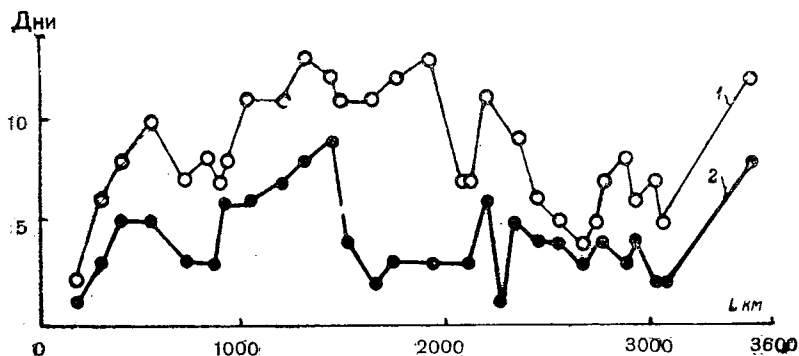


Рис. 39. Продолжительность ледохода на р. Енисее, 1950 г.

1 — продолжительность густого и редкого ледохода; 2 — продолжительность густого ледохода.

растягивает редкий ледоход на главной реке. На транзитных участках реки, как, например, от устья р. Ангара до впадения р. Подкаменной Тунгуски, а затем от устья этой реки до р. Нижней Тунгуски, происходит сокращение продолжительности ледоходов. Подобное явление замечается и на всех других реках, протекающих в этом направлении, например на Сев. Двине, Печоре, Оби, Лене и др.

Участок р. Енисея с более или менее одновременным вскрытием, т. е. от устья р. Кана до устья р. Ангара характеризуется и малой изменчивостью продолжительности ледохода. Начиная от устья р. Подкаменной Тунгуски, в связи с значительным запаздыванием вниз по течению вскрытия продолжительность ледоходного периода сокращается.

Связь продолжительности ледоходного периода со скоростью продвижения вскрытия выражена на рис. 40, на котором по оси абсцисс отложена продолжительность ледохода, а по оси ординат запаздывание вскрытия вниз по течению. Для верхнего участка реки точки расположились у кр. I, для нижнего у кр. II, а для среднего, вскрытие которого происходит почти однове-

менно, точки не обнаруживают закономерности в своем распределении, как этого и можно было ожидать. От кр. *I* отклонились точки в/п Означенное (в/п 5) и в/п Подсиняя (в/п 6); несколько большая продолжительность ледохода у которых, по сравнению с другими пунктами, определяется их запаздыванием под влиянием притоков, впадающих выше первого поста, — р. Контегира, выше второго, — р. Оя.

Ледоходом р. Ангары, так же запаздывающим по отношению к р. Енисею, определяется и отклонение точки связи в/п Енисейска (в/п 17) от кр. *II* в сторону увеличения его продолжительности, главным образом фазы редкого ледохода. Тот же эффект вызвало и поступление ледового материала из рр. Подкаменной Тунгуски и Нижней Тунгуски.

Таким образом, притоки, ледоходы на которых несколько запаздывают по сравнению с главной рекой, сбросом своего ледового материала растягивают время ледохода на главной реке. На рис. 40 (кр. *III*) показана связь продолжительности ледохода р. Енисея со сроками вскрытия р. Ангары, в общем оказавшейся довольно тесной.

Притоки, вскрывающиеся одновременно или несколько ранее, чем главная река, увеличивают своим ледовым материалом интенсивность ледохода на ней. Так, например, на р. Енисее у с. Атаманово (в/п 13), выше устья р. Кана, в 1950 г. вскрытие произошло 5 мая, и только в этот день и наблюдался густой ледоход, а ниже впадения этого притока, вскрывшегося 29 апреля, у в/п Павловщины (в/п 14), где оно произошло 1 мая, фаза густого ледохода продолжалась до 7 мая. По рис. 32 видно, что после впадения притоков, увеличивающих интенсивность и продолжительность ледохода на главной реке, это влияние вниз по течению ослабевает.

Притоки Верхнего и Среднего Енисея в верхних и средних частях протекают в горной и полугорной местности на значительных отметках, в связи с чем продолжительность ледоходных периодов на них уменьшается к истокам. Кроме того, на них так же, как и на р. Енисее, проявляется влияние боковой приточности, увеличивающей продолжительность ледоходного периода.

На рис. 41 показана связь между продолжительностью ледоходного периода в притоках р. Енисея и величинами площадей их бассейнов. Точки связи расположились в поле координат с определенной закономерностью увеличения продолжительности ледоходного периода с увеличением площади бассейна. В семействе кривых, обрисовывающих эту связь, каждая кривая отличается классом рек, что и отражает влияние сброса льда из притоков.

Р. Сев. Двина рассматривается как пример реки, протекающей в том же направлении, что и р. Енисей, но по равнинной местности с плавно изменяющимися по ее территории температурами воздуха.

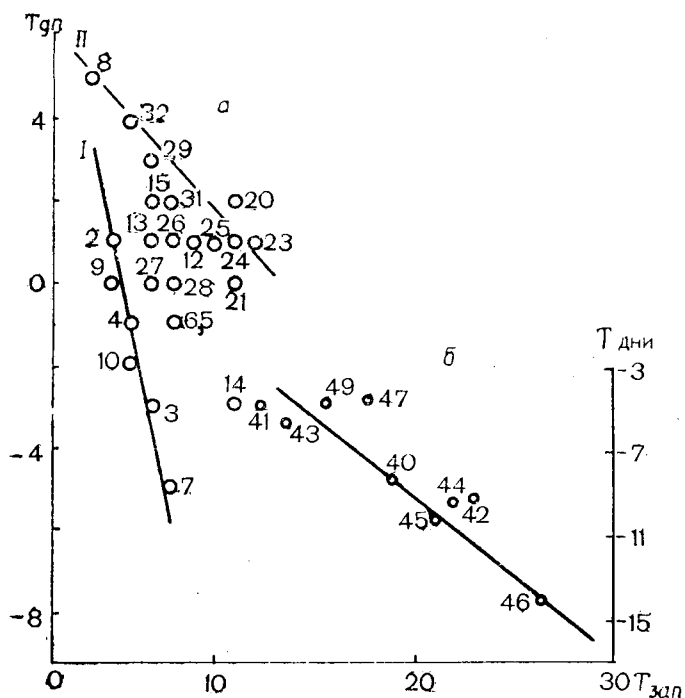


Рис. 40. Продолжительность ледохода на р. Енисее. *а* — в зависимости от запаздывания вскрытия вниз по течению (номера при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику; *б* — в зависимости от запаздывания вскрытия притоков (числа у точек связи на кривой означают годы наблюдений на в/п г. Енисейска).

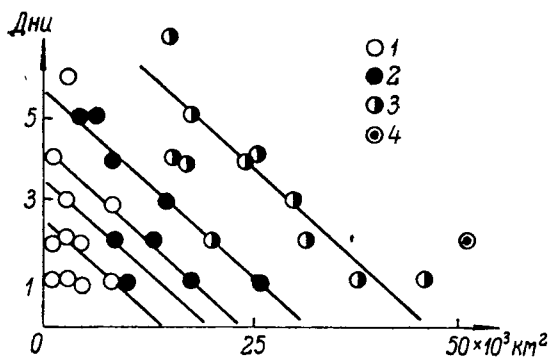


Рис. 41. Связь продолжительности густого ледохода с площадью бассейна на реках системы р. Енисей, 1950 г.
1 — притоки I класса; 2 — притоки II класса; 3 — притоки III класса; 4 — притоки IV класса.

Вскрытие р. Сев. Двины в своем распространении сверху вниз по течению под влиянием местных импульсов от боковой приточности приобретает некоторую неравномерность, и поэтому продолжительность ледоходов на ней заметно изменяется. По рис. 33 хорошо видно, как от г. Котласа до створа д. Сидоровская, на протяжении 280 км, плавное распространение вскрытия определило и одинаковую продолжительность ледоходных периодов. Запаздывание на 15 дней вскрытия в этом последнем пункте повлекло за собой увеличение почти вдвое, по сравнению с вышележащими створами, продолжительности ледоходного периода. Это увеличение длительности ледохода вниз по реке постепенно уменьшается и к устью р. Пинеги перестает ощущаться.

Что касается влияния притоков, частично уже освещенного при описании уровней вскрытия, то данные по этой реке лишь подтверждают выводы, сделанные при описании ледоходов других рек. В частности, запоздалый ледоход по р. Югу, что для этой реки довольно закономерно, вызвал значительное увеличение его продолжительности на р. Сев. Двине, вниз по течению довольно скоро нивелировавшееся вследствие запаздывания самого вскрытия.

Р. Вычегда со свойственным ей мало интенсивным и непродолжительным ледоходом никакого влияния на главную реку не оказывает. Наиболее крупная из впадающих с левого берега притоков — р. Вага, вскрывающаяся одновременно с Сев. Двиной, значительно увеличивает интенсивность ее ледохода, не влияя сколько-нибудь заметно на его период. Примерно то же можно сказать и о р. Пинеге с той разницей, что вскрытие ее чаще всего происходит с опозданием по отношению к главной реке, с вытекающими отсюда последствиями.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Наибольшая продолжительность ледоходных периодов наблюдается на крупных реках, протекающих с юга на север, что определяется запаздыванием по отношению к главной реке сроков вскрытий притоков.

2. На крупных реках, текущих с севера на юг, периоды ледохода имеют наибольшую продолжительность в участках, расположенных непосредственно ниже притоков, вскрывающихся позже главной реки.

3. В горных районах с понижением местности увеличивается продолжительность ледоходов, в чем сказывается не только высотная зональность вскрытия, но и связанные с нею особенности развития гидрографических систем.

4. На малых реках, как и на вскрывающихся одновременно, продолжительность ледоходов невелика.

5. Наименьшая продолжительность ледоходных периодов наблюдается на реках с тепловым типом вскрытия.

ГЛАВА V

РЕЖИМ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА И ТЕМПЕРАТУР РЕЧНЫХ ВОД В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД

РЕЖИМ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Процессы формирования ледяного покрова на реках и его режим стали изучаться уже с начала текущего столетия, главным образом в связи с требованиями навигации. Результаты этих исследований нашли свое отражение в трудах Е. В. Близняка [26], Л. А. Ячевского [59], В. М. Лохтина [52], С. П. Максимова [60], М. Ф. Ционглинского [61], В. Я. Альтберга [62—66] и др.

С начала 30-х годов в связи с претворением в жизнь плана электрификации СССР выявилась настоятельная необходимость в получении более полных сведений о ледяном покрове и свойствах речного льда и поэтому первые же исследования рек для строительства гидроэлектростанций охватили эти вопросы, впоследствии освещенные в работах Ф. И. Быдина [15, 68—70], Е. И. Иогансона [16], Н. П. Порывкина [71] и др. Одновременно были произведены и специальные исследования в лабораторных и естественных условиях по выяснению природы донного (внутриводного) льда В. Я. Альтбергом [62—66], Г. К. Лоттером и В. Н. Вальманом [72].

В работах Ф. И. Быдина [73—75], А. М. Естифеева [76, 77] описаны трудности, возникшие от ледовых явлений при эксплуатации гидроэлектростанций.

Возросшие к этому времени требования со стороны целого ряда отраслей народного хозяйства к гидрологии в области зимнего режима рек вызвали появление многочисленных исследований, посвященных изучению свойств речного льда, режима ледяного покрова, в частности Д. С. Артамонова [78], Ф. И. Быдина [79, 80], А. В. Вознесенского [81], А. М. Комаровского [82], В. В. Пиотровича [83—85], Н. К. Платонова [86], В. Е. Тимонова [87] и т. д.

Сводка основных сведений о природном льде, в том числе и о речном, была произведена в 1941 г. Б. П. Вейнбергом [88].

В этом же году была опубликована работа Г. Р. Брегмана и Б. В. Проскурякова [89] по методике расчета несущих способностей льда.

В послевоенный период исследования зимнего режима рек и, в частности, ледяного покрова приобрели более инженерный характер. К ним относятся работы: С. Н. Крицкого, М. Ф. Менкеля и К. И. Россинского [57] с режимными характеристиками; Б. В. Проскурякова [90], Н. Н. Петруничева [91, 92] с расчетными схемами статического, динамического воздействия льда на сооружения; Д. Н. Бибикова [93—95] с опытными и расчетными сведениями о росте кристаллов внутриводного льда и термическом режиме незамерзающих водотоков; А. М. Естифеева [96, 97], разработавшего теорию шугоходов и рекомендации практического ее применения для выработки мер борьбы с ними.

Перечисленные работы далеко не исчерпывают всех трудов, посвященных изучению речного льда, и лишь иллюстрируют большую степень изученности вопроса.

Исследователи за рубежом также уделяют много внимания процессам ледообразования — Х. Брейтнер [98], Ф. Хирш [99].

Однако режим ледяного покрова в конце зимы остается мало освещенным исследованиями, в связи с чем в дальнейшем и приводятся некоторые сведения о режиме ледяного покрова в этот период.

Таблица 31

Толщина льда и снега на р. Енисее в 1949 г.
(в см)

Пункт наблюдений	Снег, лед	Март						Апрель		
		5	10	15	20	25	31	5	10	15
с. Усть-Уса	Лед	117	120	121	121	125	122	120	—	—
с. Крутой поворот .	Снег	27	29	25	24	25	25	28	5	—
	Лед	92	88	93	90	99	96	94	95	93
с. Означенное	Снег	—	9	5	5	5	—	—	—	—
	Лед	160	155	160	165	165	170	165	170	—
г. Минусинск	"	85	86	80	75	70	70	—	—	—
с. Абаканово-Перевоз	"	160	163	162	160	162	156	144	134	125
с. Новоселово	Снег	24	18	22	12	9	6	—	—	—
	Лед	51	56	58	54	53	51	—	—	—
с. Езагаш	Снег	15	17	16	18	16	17	—	—	—
	Лед	88	82	82	88	87	88	—	90	—
с. Базаиха	"	105	99	97	95	95	87	83	79	—
г. Красноярск	"	86	89	92	90	86	83	85	69	—
с. Атаманово	Снег	33	32	30	30	23	23	23	6	—
	Лед	138	148	138	135	145	147	—	—	—

На реках, протекающих с юга на север, например на Сев. Двине, Енисее и др., к моменту вскрытия ледяной покров почти

полностью сохраняет свою мощность, что объясняется преобразованием в его разрушении механического фактора над тепловым. Иначе говоря, вскрытие на таких реках совершается ранее, чем успевает проявиться в сколько-нибудь заметной мере фактор стаивания (табл. 31—34). Описываемое явление отмечено в работах Л. К. Давыдова [19], А. П. Бурдыкиной [100] и получило до некоторой степени количественное определение.

На реках, протекающих в широтном направлении или с севера на юг, стаивание льда до вскрытия разливается весьма продолжительное время, что хорошо иллюстрируется табл. 34.

Р. Ангара, в общем протекающая с юга на север, в этот период обладает ледяным покровом, мало изменяющим мощность;

Таблица 32

Толщина ледяного и снежного покрова в весенний период на реках бассейна р. Енисея в 1949 г. (в см)

№ в п.	Пункт наблюдений	Март					Апрель					
		10	15	20	25	31	5	10	15	20	25	30
р. Ангара												
94	с. Балаганск . . .	$\frac{12}{120}$	$\frac{12}{120}$	$\frac{11}{119}$	$\frac{9}{120}$	$\frac{6}{120}$	$\frac{122}{120}$	$\frac{120}{120}$	$\frac{120}{89}$			
95	с. Коновалово . . .	$\frac{14}{94}$	$\frac{16}{98}$	$\frac{16}{94}$	$\frac{17}{108}$	$\frac{13}{96}$	$\frac{9}{105}$	$\frac{94}{96}$	$\frac{96}{84}$	$\frac{84}{92}$		
96	с. Усть-Уда . . .	$\frac{18}{88}$	$\frac{17}{90}$	$\frac{17}{90}$	$\frac{16}{91}$	$\frac{16}{90}$	$\frac{13}{85}$	$\frac{10}{80}$	$\frac{10}{75}$	$\frac{75}{70}$	$\frac{60}{60}$	$\frac{50}{50}$
97	с. Распутино . . .	$\frac{22}{90}$	$\frac{22}{94}$	$\frac{23}{96}$	$\frac{22}{94}$	$\frac{22}{94}$	$\frac{22}{95}$	$\frac{23}{100}$	$\frac{20}{100}$	$\frac{3}{99}$	$\frac{112}{112}$	
102	с. Богучаны . . .	$\frac{15}{93}$	$\frac{15}{95}$	$\frac{14}{97}$	$\frac{14}{104}$	$\frac{14}{107}$	$\frac{15}{107}$	$\frac{12}{107}$	$\frac{7}{106}$	$\frac{7}{106}$	$\frac{9}{103}$	$\frac{5}{100}$
103	с. Каменка . . .	$\frac{21}{105}$	$\frac{24}{105}$	$\frac{27}{108}$	$\frac{26}{106}$	$\frac{28}{107}$	$\frac{24}{103}$	$\frac{27}{100}$	$\frac{22}{99}$	$\frac{15}{99}$	$\frac{9}{97}$	$\frac{5}{96}$
104	с. Мотыгино . . .	$\frac{38}{80}$	$\frac{36}{80}$	$\frac{35}{79}$	$\frac{31}{77}$	$\frac{29}{81}$	$\frac{27}{80}$	$\frac{18}{79}$	$\frac{5}{76}$	$\frac{5}{76}$	$\frac{60}{60}$	
р. Верхняя Ангара												
183	с. Верхняя Заимка	$\frac{23}{57}$	$\frac{23}{60}$	$\frac{22}{60}$	$\frac{20}{62}$	$\frac{20}{60}$	$\frac{17}{72}$	$\frac{15}{71}$	$\frac{16}{70}$	$\frac{16}{68}$	$\frac{66}{66}$	$\frac{60}{60}$
р. Баргузин												
186	п. Баргузин . . .	$\frac{16}{57}$	$\frac{15}{58}$	$\frac{14}{60}$	$\frac{13}{60}$	$\frac{9}{62}$	$\frac{3}{62}$					
р. Подкаменная Тунгуска												
248	с. Кузьмовка . . .	$\frac{31}{55}$	$\frac{23}{54}$	$\frac{24}{52}$	$\frac{33}{53}$	$\frac{37}{52}$	$\frac{30}{58}$	$\frac{28}{58}$	$\frac{12}{62}$	$\frac{6}{70}$	$\frac{4}{50}$	$\frac{48}{48}$

Примечание: В числителе дана толщина снега, в знаменателе толщина льда.

только у с. Усть-Уда к моменту вскрытия он стоял в 1947 г. на 45% от своей максимальной толщины. На р. Подкаменной Тунгуске к вскрытию также сохраняется почти максимальная толщина льда. 70—80% максимальной мощности ледяного покрова сохраняется на средних по размерам реках этого района, вне зависимости от направления их течения, как на вскрывающихся более или менее одновременно (табл. 32).

На реках бассейна р. Оби вскрытие совершается при уменьшенной от подтаивания толщине ледяного покрова, также вне зависимости от того, в каком направлении они протекают.

Основной причиной, обуславливающей эту особенность, является метеосиноптический фактор, определяющий одновременность таяния снегов на чрезвычайно больших пространствах, что ведет и к одновременности вскрытия даже весьма значительных рек с различными направлениями течения.

Так, например, р. Обь от в/п г. Камень до в/п с. Могочин, на протяжении 670 км, в 1950 г. вскрылась в течение двух дней, что при скоростях течения воды в это время в 0,25—0,30 м/сек исключает всякую возможность воздействия на ледяной покров взламывающих усилий паводка, пришедшего с верха реки.

По данным гидрологических ежегодников затруднительно судить о величине стаивания ледяного покрова, так как в большинстве случаев наблюдения над его толщиной прекращаются за 10—15 дней до вскрытия. Однако, используя данные по отдельным постам, по которым они были продолжены почти до вскрытия (например, у с. Колпашева в 1950 г. они были закончены за 3 дня до подвижки, у с. Сытомино и с. Кондинского за 5 дней), некоторые приближенные выводы сделать возможно. Величина стаивания на этих постах изменяется в значительных пределах — от 13 до 40% относительно максимальной толщины льда за зиму.

Перед началом весеннего уменьшения толщины ледяного покрова в большинстве случаев происходит некоторое ее увеличение, что может произойти от образующегося наслуда. Уменьшение толщины ледяного покрова начинается еще до того, как стаивает на нем снег, но вскрытие на крупных реках, как правило, совершается уже при очистившейся от снега ледяной поверхности.

Режим стаивания ледяного покрова в многоснежные и малоснежные годы более или менее одинаков (табл. 33, 34).

Выше рассматривались данные о режиме в весенний период ледяного покрова больших рек, преимущественно протекающих с юга на север. Ниже приводятся некоторые сведения о средних по величине реках — притоках Верхней Волги, протекающих в различных направлениях.

Р. Ока, наиболее длинная из притоков этой части бассейна, имеет направление течения от истоков до Калуги с юга на север, далее до Касимова — в общем, широтное, а затем — северо-

Таблица 33

Толщина ледяного покрова в весенний период на р. Оби в 1949 г.

Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Дата вскрытия	Максималь- ная тол- щина льда (в см)	Толщина льда в апреле (. см)					
				5	10	15	20	25	30
Апрель									
с. Шелаболиха	3290	17	92	81	—	—			
г. Камень на Оби. . .	3164	20	58	53	50	—			
с. Атаманово	029	21	66	62	60	—	—		
г. Новосибирск	295	18	110	69	65	—			
с. Кругликово	2900	22	78	76	78	—	—		
с. Кожевниково	2768	23	105	72	82	68	—		
с. Б. Брагино	2660	19	86	80	—	—			
с. Кривошеино	2573	20	70	—	—	—			
с. Молчаново	2523	21	106	98	92	86	—		
пос. Могочин	2495	21	86	55	50	40	—		
г. Колпашев	2400	23	77	72	77	72	63		
с. Каргасон	2168	28	78	76	76	—	—	—	
Май									
с. Александрово	1833	4	89	88	86	—	—	—	—
г. Сургут.	1503	7	90	85	84	84	—	—	—
с. Сытомино	1337	8	83	79	80	78	75	74	50
с. Белогорье	1152	3	71	71	71	—	—	—	—
с. Кондинское	907	8	85	85	73	70	72	68	66

Таблица 34

Толщина ледяного покрова в весенний период на р. Оби в 1950 г.

Пункт наблюдений	Расстояние от устья в км)	Дата вскрытия	максималь-ная	Толщина льда (в см)													
				март						апрель						май	
				5	10	15	20	25	31	5	10	15	20	25	30	5	10
Апрель																	
с. Шелаболиха	3290	26	90	90	88	86	87	86	85	84	78	78	—	—			
г. Камень на Оби	3164	28	80	72	75	70	68	66	77	80	76	70	67	—			
с. Атаманово	3029	27	100	82	98	99	100	99	100	98	97						
Май																	
г. Новосибирск	2955	1	83	9	82	81	70	70	71	66	56	51	—	—			
с. Кругликово	2800	1	72	50	48	50	4	48	52	54	46	62	—	—	—		
с. Кожевниково	2768	3	80	80	80	8	82	73	80	77	77	—	—	—	—		
с. Молчаново	2533	2	94	88	80	8	92	91	9	94	91	88	84	73	—		
с. Могочин	2495	3	84	71	76	74	80	78	6	76	67	70	50	70	—		
г. Колпашев	2400	5	85	79	84	85	83	82	78	84	8	80	8	80	66		
г. Сургут	1503	13	8	70	70	70	75	85	2	82	80	84	78	8	—	—	
с. Сытомино	1337	11	74	72	64	74	73	8	68	66	65	66	63	60	56	—	
с. Кондинское	907	12	98	77	80	83	90	90	99	88	98	96	98	83	75	50	

северо-восточное. Эта гидрографическая особенность отразилась и на режиме ледяного покрова в весенний период, а именно: на первом участке он почти полностью сохраняет свою мощность до вскрытия, на втором замечается некоторое его стаивание, а на третьем снова лед взламывается при почти не уменьшавшейся толщине (табл. 35). Таким образом, и в данном случае наблюдается та же связь режима ледяного покрова с направлением течения, что и для больших сибирских рек.

Таблица 35

Толщина ледяного покрова в весенний период на р. Оке в 1950 г.

№ в/п.	Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Дата вскрытия	Толщина льда (в см)									
				максимальная	февраль	март							апрель
					28	5	10	15	20	25	31	5	
			Март										
156	д. Вендерово . . .	1452	29	54	50	—	—	—	—				
157	г. Орел	1379	Ледостава не было										
			Апрель										
158	г. Белёв	1236	2	52	48	—	25	25	30	—	25		
159	г. Калуга	1102	4(3)	55	55	—	52	52	52	48	45		
160	с. Шукина	1045	7(5)	53	52	—	52	50	51	—	—	—	—
161	г. Серпухов	973	5(2)	64	58	51	60	62	62	60	—	—	—
162	г. Кашира	921	6(5)	56	54	52	50	50	52	50	48	—	—
163	г. Шурово	848	6	68	68	68	67	60	59	57	—	—	—
164	г. Рязань	691	10(6)	81	81	80	83	85	84	84	80	—	—
165	с. Половское	642	10(6)	83	82	83	81	82	75	71	—	—	—
166	с. Старая Рязань	602	8(7)	62	58	59	60	58	62	62	62	—	—
167	с. Копово	509	9(8)	61	58	58	58	—	—	61	—	—	—
168	г. Касимов	401	9(7)	49	44	44	47	49	49	48	50	42	—
169	с. Елатьма	310	11(9)	80	71	73	74	77	78	80	80	80	—
170	г. Муром	211	14	55	55	47	48	47	46	49	49	—	—
171	д. Сапун	198	12(9)	52	52	48	48	44	60	50	53	—	—
172	с. Нижний Избылец	78	10(8)	50	49	50	50	50	50	49	47	40	—
173	д. Новинки	17	10(9)	48	48	48	48	46	45	46	46	36	—

У средних по размерам рек, протекающих с севера на юг, как, например, у рр. Унжи, Ветлуги, величина слоя стаивания ледяного покрова довольно значительная — порядка 10—20 см (табл. 36). Значительно меньшее стаивание ледяного покрова наблюдается у рек с противоположным направлением течения, как, например, на р. Суре, где оно в большинстве случаев менее 10 см (табл. 36).

Величина стаивания (в см)

р. У н ж а

г. Кологрив 22
г. Макарьев 14

р. Ветлуга

с. Каширово	13
д. Михайловицы	15
д. Варнавино	13
д. Мелковка	10

р. Сура

д. Кадышево	13
с. Сурское	0
д. Алатырь	2
д. Княжиха	2
д. Козловка	1

Таблица 36

Толщина ледяного и снежного покрова в весенний период на реках бассейна р. Волги в 1949 г.

№ в/п.	Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Дата		Толщина льда и снега (в см)									
			вскры- тия	под- вижки	март						апрель			
					апрель						5	10	15	20
	р. У н ж а													
144	г. Кологрив . . .	334	26	24	18 47	18 48	15 50	15 49	20 48	20 50	15 49	10 48	5 45	3 43
145	пос. Мантурово.	220	24	22	25 41	24 40	25 42	25 45	25 45	20 48	50	45	45	
146	г. Макарьев . . .	116	25	23	10 49	10 50	10 50	20 50	32 52	21 52	17 52	10 51	14 45	14 39
	р. В е т л у г а													
290	с. Каширово . . .	681	24	—	23 40	20 41	15 43	24 44	18 52	20 58	17 53		58	—
291	д. Михайловицы	611	25	22	20 56	12 61	15 64	22 65	40 67	12 68		68	61	49
292	г. Шарья	538	26	25	27 52	24 53	24 53	26 53	27 53	26 53	10 53		53	48
293	г. Ветлуга . . .	403	22	19	22 61	25 60	26 64	30 65	26 70	10 68	12 65	8 60	42	—
294	с. Варнавино . .	270	22	20	29 60	24 60	29 60	27 62	26 64	19 66	16 62		62	—
295	д. Дубники . . .	217	21	19	10 60	13 59	17 62	28 65	31 65	15 68	2 64		52	—
296	с. Воскресенское	172	21	17	27 68	22 72	28 73	32 72	31 74	29 78	19 74		70	—
297	д. Мелковка . .	40	20	17	6 33	5 33	4 40	12 46	14 46		46	45	43	—

Примечание: В числителе дана толщина снега, в знаменателе толщина льда.

На более южной реке — на Дону, протекающем, в общем, так же, как и рр. Унжа и Ветлуга, с севера на юг, заметное стаивание льда начинается не за 15—20 дней до вскрытия, что имеет место на этих двух реках, а за 30 и более дней.

Эта особенность режима стаивания определяется малой мощностью снежного покрова, всего в несколько сантиметров, исчезающего за много дней до вскрытия, в то время как в бассейне р. Волги он сохраняется почти до последних подвижек.

За 10—20 дней до вскрытия отмечается повышение интенсивности стаивания, и толщина льда ко времени подвижек уменьшается в среднем на 20—25 см.

В бассейне р. Дона, так же как и на малых реках системы р. Волги, вскрывающихся почти одновременно, ледяной покров стаивает незначительно и разрушается главным образом под влиянием механических усилий (табл. 37).

Наличие большого количества мельничных плотин в значительной мере видоизменяет режим ледяного покрова в сторону увеличения его мощности в верхних и уменьшения в нижних бьефах плотин. В качестве примеров можно указать на р. Дон у г. Епифани, где одна плотина расположена в 2 км выше места наблюдения, а вторая — в 12 км ниже его, в связи с чем в условиях создающегося здесь от нижней плотины подпора, зимою образуется повышенной мощности ледяной покров порядка 70 см, а ниже у гг. Данкова и Задонска в бесподпорных условиях ледяной покров имеет толщину 40—55 см.

В весенний период в нижних бьефах плотин происходит усиленное стаивание льда (до 70%).

Подобного рода различия в режиме ледяного покрова в верхних и нижних бьефах плотин наблюдаются и в притоках р. Дона, например, на рр. Тиме, Трудах и др.

В условиях усиленного грунтового питания ледяной покров в нижних бьефах плотин, например на р. Ольшанке, имеет особенно малую мощность — порядка 10 см, а часто и вовсе не образуется и, наоборот, при развитии процессов наледообразования создается толстый, до 1 м лед, как это наблюдается на р. Битюге у с. Мордово.

В верхних бьефах ледяной покров мало стаивает весной, например на р. Битюге у с. Бродового в 1950 г. наибольшая толщина льда была порядка 70 см, а при вскрытии — 60 см, в 1949 соответственно 72 и 70 см и т. п.

На малых реках бассейна Дона вскрытие совершается при почти полностью сохранившейся толщине льда. Так, например, рр. Мамыра, Московская Ряса, Сосна, Усмань, протекающие в различных направлениях, вскрываются при толщине ледяного покрова, почти не уменьшенной весенним таянием (табл. 38).

Реки бассейна Дона, протекающие с севера на юг, сохраняют эту последнюю особенность только для пределов, ограничивае-

Толщина льда и снега на льду на р. Дону в 1950 г.

№ в/п.	Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Дата и уровень		Февраль	Март						
			вскрытия	подвижки		28	5	10	15	20	25	31
1	г. Епифань . . .	1921	4 IV 170	2 IV 50	0	3	2	1	0	0	1	
3	г. Задонск . . .	1647	3 IV 468	1 IV 136	7	2	3	2	2	2	1	
4	с. Гремячье . . .	1469	24 III 80		55	52	58	48	46	43	40	
5	стан. Лиски . . .	1352	1 IV 161		0	—	2	0	6			
7	стан. Казанская .	1020	1 IV 125	—	58	—	38	36	25			
9	стан. Усть-Хопер- ская	878	2 IV 142	30 IV 117	45	—	—	—	—	—	—	—
10	хут. Хованский .	868	1 IV 113	—	53	51	48	—	7	3	—	—
11	стан. Серафимович	850	31 IV 132	29 III 109	—	—	—	—	—	—	—	—
12	хут. Каменский .	746	3 IV 99	—	60	58	52	48	2	—	—	—
13	стан. Трех-Остро- вянская	640	1 IV 123	1 IV 111	56	54	51	47	45	42	35	
14	г. Калач	565	3 IV 93	—	4	8	3	2	2	15		
16	стан. Нижне- Чирская	492	1 IV 124	30 III 129	48	39	37	36	27	15		
17	стан. Потемкин- ская	439	29 III 114	25 III 98	2	—	2	—	—	—	—	—
18	стан. Нагавская .	392	29 III 166	—	73	72	66	62	54	52	42	
20	стан. Цимлянская.	334	27 III 48	26 III 60	60	60	60	60	60	—	—	—
21	стан. Камышев- ская	334	27 III 27	—	5	42	48	40	28	20	19	—
22	хут. Константи- новский	205	1 IV 12	30 III 4	42	0	0	2	0	0	0	—
24	стан. Раздорская .	151	21 III 53	20 III 55	49	45	44	45	44	38	—	—
25	стан. Мелеховская	140	27 III 45	17 III 45	0	0	0	0	0	—	—	—
26	стан. Багаевская .	112	15 III 32	14 III 38	47	37	41	40	35	—	—	—
27	стан. Аксайская .	63	15 IV 44	—	0	0	0	0	0	—	—	—
					50	44	42	37	37	—	—	—
					0	45	37	37	34	35	20	
					41	38	35	33	20	—	—	
					72	30	28	18	—	—	—	
					38	34	28	26	—	—	—	
					44	39	29	23	—	—	—	
					19	—	—	—	—	—	—	
					39	—	—	—	—	—	—	

Примечание. В числителе дроби дана толщина снега, в знаменателе толщина льда.

Толщина ледяного и снежного покровов на реках бассейна р. Дон
в 1950 г.

Пункт наблюдений	Январь						Февраль					Март					
	5	10	15	20	25	30	5	10	15	20	25	5	10	15	20	25	30
р. Мамыра (4400 км ²)																	
с. Сеченовка	$\frac{1}{20}$	$\frac{2}{34}$	$\frac{4}{36}$	$\frac{4}{46}$	$\frac{3}{48}$	$\frac{2}{50}$	$\frac{3}{51}$	$\frac{2}{51}$	$\frac{2}{59}$	$\frac{4}{57}$	$\frac{5}{54}$	$\frac{1}{55}$	$\frac{1}{57}$	$\frac{1}{58}$	$\frac{59}{59}$	$\frac{60}{60}$	$\frac{60}{60}$
р. Олым (2040 км ²)																	
с. Никольское	$\frac{34}{34}$	$\frac{2}{38}$	$\frac{2}{48}$	$\frac{2}{50}$	$\frac{3}{55}$	$\frac{5}{57}$	$\frac{4}{63}$	$\frac{4}{63}$	$\frac{4}{63}$	$\frac{1}{68}$	$\frac{5}{69}$	$\frac{0}{65}$	$\frac{5}{65}$	$\frac{0}{64}$	$\frac{0}{64}$	$\frac{0}{65}$	$\frac{0}{62}$
р. Москов- ская Ряса (138 км ²)																	
с. Нарышкино	$\frac{31}{31}$	$\frac{35}{35}$	$\frac{37}{37}$	$\frac{58}{58}$	$\frac{1}{67}$	$\frac{2}{71}$	$\frac{2}{74}$	$\frac{2}{81}$	$\frac{7}{81}$	$\frac{14}{81}$	$\frac{8}{82}$	$\frac{2}{82}$	$\frac{4}{82}$	$\frac{7}{82}$	$\frac{5}{82}$	$\frac{3}{82}$	$\frac{9}{82}$
р. Кагаль- ник (2170 км ²)																	
Колхоз им. Сталина	$\frac{14}{20}$	$\frac{4}{31}$	$\frac{3}{39}$	$\frac{2}{45}$	$\frac{5}{50}$	$\frac{7}{52}$	$\frac{9}{52}$	$\frac{7}{52}$	$\frac{50}{50}$	$\frac{44}{44}$	$\frac{40}{40}$	$\frac{42}{42}$	$\frac{0}{41}$	$\frac{0}{35}$	$\frac{0}{24}$	$\frac{16}{16}$	
р. Сосна (276 км ²)																	
д. Ивань-Вторая	$\frac{1}{14}$	$\frac{3}{31}$	$\frac{2}{35}$	$\frac{2}{36}$	$\frac{4}{46}$	$\frac{5}{42}$	$\frac{6}{46}$	$\frac{5}{48}$	$\frac{6}{41}$	$\frac{4}{52}$	$\frac{2}{58}$	$\frac{42}{42}$	$\frac{40}{40}$	$\frac{0}{44}$	$\frac{0}{40}$	$\frac{42}{42}$	

Примечание. В числителе дана толщина снега, в знаменателе толщина льда.

мых площадями бассейна 200—300 км². С увеличением размеров рек увеличивается до некоторого предела и весеннее стаивание ледяного покрова, как это хорошо видно по рис. 42, где эта характеристика поставлена в зависимости от площади бассейна. Предел увеличения стаивания достигается приблизительно при площади бассейна в 2000 км², на которой к весне стаивает около 60% от наибольшей толщины ледяного покрова. С дальнейшим увеличением площади бассейна величина стаивания льда изменяется незначительно.

Стаивание ледяного покрова перед вскрытием особенно заметно на реках, протекающих с севера на юг, как показал В. В. Пиотрович [21], не только с верхней, но и с нижней поверхности льда. Вопрос о том, какая доля стаивает снизу и какая сверху, никем не разрешался, а предварительные суждения М. А. Великанова [45], определявшего стаивание снизу в 30% от суммарной величины, не проверялись в натуре.

Величину стаивания снизу ледяного покрова В. В. Пиотрович определял для р. Оки у в/п Новинки, т. е. в условиях относи-

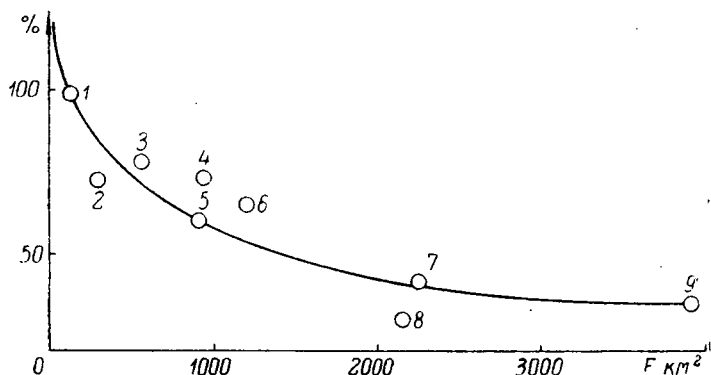


Рис. 42. Связь между относительной величиной стаивания льда в весенний период на реках, протекающих с севера на юг, с площадью бассейна. Бассейн р. Дона, 1950 г. (толщина льда дана в процентах от максимальной за зиму).

1 — р. Московская Яся; 2 — р. Иловля; 3 — р. Усмань; 4 — р. Хопер; 5 — р. Битюг; 6 — р. Польный Воронеж; 7 — р. Айдар; 8 — р. Кагальник; 9 — р. Быстрая.

тельно малого стаивания льда в весенний период (10—15 см), так как она в этом участке протекает с юго-запада на северо-восток. Кроме того, полученные им данные характеризуют величину стаивания ледяного покрова снизу только за март, в котором оно вообще мало интенсивно (в большей своей части стаивание происходит в апреле).

Таким образом, данные Пиотровича не совсем удачны и по выбору объекта и по периоду наблюдения. При этом следует учесть, что в целях теплоизоляции испытуемой площадки ледяного покрова ее нагружали снегом так, что она оказывалась погруженной в воду на 30 см более, чем прилегающие ненагруженные ее части, что, безусловно, отразилось на скоростях течения в сторону их увеличения и потому измеренное стаивание, видимо, несколько больше фактического.

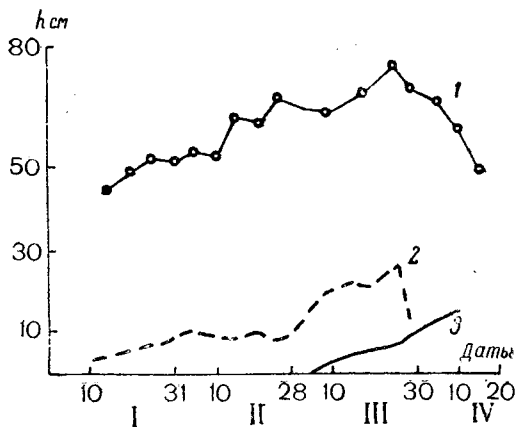


Рис. 43. Графики толщины ледяного покрова (1), «снега на льду» (2) и величины стаивания снизу льда (3). Р. Ока, с. Новинки. 1945 г.

Стаивание снизу В. В. Пиотровичем зафиксировано уже с 2—3 марта, судя же по графикам толщины ледяного покрова в этом месяце, последняя увеличивалась в 1944 г. до середины месяца, а в 1945 г. до последней декады его (рис. 43). Это противоречие, по всей вероятности, является следствием образования наслуда на коренном льду от проникающей сверху сквозь снежный покров талой воды.

Если сопоставить величину уменьшения толщины ледяного покрова за март с полученными В. В. Пиотровичем цифрами стаивания снизу, то окажется, что:

Уменьшение толщины ледяного покрова за март 1944 г.	
от стаивания снизу	7,5 см
Суммарное уменьшение	11,0 см
Уменьшение от стаивания снизу в 1945 г.	3,6 см
Суммарное уменьшение	4,0 см

Это сравнение показывает, что стаивание снизу, во всяком случае в период, предшествующий очищению ледяного покрова от снега, представляет доминирующее явление.

Величина стаивания ледяного покрова с нижней поверхности зависит от интенсивности прихода тепла в реку, главным образом от грунтовых вод, от перехода механической энергии русловых вод в тепловую, от тепла грунта дна, а после схода снега с ледяного покрова и от проникающей сквозь него длинноволновой части солнечного спектра. Теплоприход последнего рода действует кратковременно, а первые два совершаются в течение всего сезона и на реках с большими уклонами и мощным грунтовым питанием проявляются весьма интенсивно.

Такие реки даже в условиях суровой зимы обладают ледяным покровом, значительно уменьшающимся в своей мощности уже начиная с февраля. В качестве иллюстрации можно привести следующие данные по р. Зее у урочища Зейские Ворота, на которой в этом участке в зиму 1947/48 гг., начиная с 5 февраля, к 31 марта толщина льда уменьшилась с 122 до 32 см, причем наибольшая интенсивность стаивания (17 см за пентаду) зарегистрирована в середине марта.

В различные годы процесс стаивания ледяного покрова снизу совершается с различной интенсивностью, при этом не наблюдается в его развитии непосредственной связи со степенью суровости зимы, что подтверждается следующими данными по р. Зее у Зейских Ворот:

Период	Средняя температура воздуха за март (в °C)	Величина стаивания снизу ледяного покрова (в см)
1942/43 г.	— 8,8	0
1947/48 г.	—10,5	90

Наоборот, существует связь между степенью развития описываемого явления и водоносностью реки. Так, например, в пер-

вую из указанных выше зим расход воды, средний за сезон, был в четыре раза больше, чем во вторую, и, более того, во все многоводные зимы явления стаивания льда снизу не наблюдалось.

В гл. II уже отмечалось влияние водоносности и, в частности, удельного веса местного грунтового питания в суммарном расходе реки, при повышении которого замедляются процессы ледообразования и, наоборот, при понижении и увеличении роли транзитного поверхностного стока последние проходят ускоренно.

Таким образом, это же обстоятельство, оказавшееся действительным для возникновения ледового покрова, имеет силу и для последующей фазы стабильного его состояния.

Стаивание льда снизу, проявляющееся на реках с относительно слабым или рассредоточенным грунтовым стоком в русло, как это имеет место, например, на р. Оке в мало ощутимых размерах, становится преобладающим процессом в условиях интенсивного местного питания грунтовыми водами, как, например, на р. Зее.

Наивысшей степенью развития этого процесса являются полыньи-пропарины. Омолонский тип полыней, описанный Б. В. Зоновым [101], представляет наивысшую степень развития процесса стаивания льда снизу в местах концентрированных выходов грунтовых (алювиальных) вод в русло.

Произведенное рассмотрение сведений о величине стаивания ледяного покрова в весенний период приводит к ряду выводов.

1. На реках, вскрывающихся под влиянием главным образом механического фактора, уменьшение мощности ледяного покрова если и происходит, то в незначительных размерах.

2. На реках, вскрывающихся одновременно, стаивание ледяного покрова происходит на величину в 10—20% от максимальной мощности за зиму.

3. На реках, вскрывающихся преимущественно под влиянием теплового фактора, стаивание льда в весенний период особенно велико — около 50% от максимальной его мощности за зиму.

4. В верхних бьефах плотин образовавшийся за зиму мощный ледяной покров мало стаивает, так как вскрытие в них происходит под влиянием механических воздействий.

В нижних бьефах плотин за зиму создается пониженной мощности ледяной покров и стаивание его к весне происходит в значительных размерах.

РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУР

Наблюдения над температурой воды в реках начаты давно и по этому вопросу накопился довольно большой материал, особенно в послереволюционный период.

Как отмечает Ф. И. Быдин [3], первые измерения температуры воды были произведены у нас на р. Неве в 1734 г. действитель-

ным членом Российской академии наук Вейтбрехтом. Лишь спустя 100 лет на р. Рейне в г. Базеле Мерианном [102] произведены наблюдения над температурой воды в течение летнего сезона, затем в 1864 г. Калем на Эльбе у Дрездена и Бубендеем [103] на этой же реке, но уже в 1891—1892 гг.

Первым исследователем связи температуры речных вод с климатическими факторами был А. И. Воейков, осветивший этот вопрос в ряде работ [104—108].

В. Б. Шостакович [109—114] собрал обширные и интересные материалы по рекам Восточной Сибири, на основании которых он пришел к выводу о плавном и постепенном увеличении температур рек в направлении с севера на юг. Отклонения от этого правила лишь показывают, что на нее довольно значительное влияние оказывают местные гидрологические особенности.

Реки, текущие с севера на юг, отличаются более низкой температурой, кроме того, у них на каждом данном пункте температура ниже, чем в соседних местных потоках, благодаря приходу с верховьев холодной воды. Наоборот, реки с направлением течения с юга на север несут в низовья более нагретую воду. Поэтому температура их в низовьях выше, чем на местных потоках.

В. Б. Шостаковичем также было подмечено и влияние притоков на температуру вод главных рек.

В начале двадцатого столетия появились и специальные исследования температур речных вод, связанные с удовлетворением конкретных инженерных запросов. Так, например, на р. Неве М. Ф. Ционглинским [61] в 1903 г. в связи с изучением причин возникновения зажоров в осенний период и в начале зимы производились наблюдения над температурой воды.

В 1915 г. Ячевским Л. А. [59] в течение лета производились наблюдения над температурой р. Невы, позволившие выяснить температурную стратификацию в различных условиях соотношения температур воды и воздуха. В дальнейшем наблюдения над температурами воды в р. Неве послужили материалом для характеристики термического режима вод, составленной в 1924 г. М. С. Пенкевичем [115].

Большой интерес представили работы В. Я. Альтберга [62—66], связанные с природой образования внутриводного льда.

Особо следует отметить специальные работы по исследованию зимнего режима р. Енисея, проводившиеся в начале 20-х годов под руководством Е. В. Близняка [26].

В начале 30-х годов стали производиться обширные водные исследования для удовлетворения потребностей гидростроительства, сопровождавшиеся постановкой специальных наблюдений над температурами воды ряда рек, например р. Волхова — под руководством главным образом Н. П. Порывкина. [71]; р. Свири — Ф. И. Быдиным [15; 23; 79; 80]. Почти одновременно

были поставлены специальные наблюдения над температурами вод р. Ангары, проводившиеся вначале под руководством Г. Ю. Верещагина [116], в дальнейшем продолженные Государственным гидрологическим институтом.

По всей системе наблюдательных станций Гидрометслужбы СССР начиная с 1928—1929 гг. проводятся систематические наблюдения над температурой воды в реках. Помимо этого, многочисленные новостройки страны организовали свои собственные наблюдения. Поэтому к настоящему времени накопился обширный материал.

Из теоретических работ, связанных с термикой рек, необходимо отметить работы О. Девика [20; 117] на реках Норвегии и П. П. Кузьмина [118], посвященные тепловому балансу ряда рек СССР. В 1951 г. Е. М. Соколовой [119] были суммированы наблюдения над термикой рек на территории СССР, рассмотрены основные вопросы режима температур, а также их изменения как с широтой, так и высотой местности.

Несколько позже в зарубежной литературе появилась работа О. Эккеля [120], освещающая особенности термики горных рек в летний сезон.

Не останавливаясь на перечислении и разборе многочисленных работ по режиму и пространственному распределению характеристик термики речных вод, следует отметить, что центр внимания в них сосредоточен на изучении термики вод в летний сезон и в период начала ледообразования.

Иначе обстоит вопрос с изучением термического режима рек в конце зимы и во время вскрытия. Специальных работ по исследованию термики речных вод в это время не велось, если не считать упомянутых уже исследований Е. В. Близняка. Обычные же наблюдения на сети гидрологических станций над температурами вод после зимнего перерыва возобновляются часто с большим опозданием по отношению ко времени вскрытия реки, кроме того, они проводятся вблизи берегов, где на закраинах протекают талые воды от боковой приточности, не характеризующие теплового состояния потоков в целом. Однако некоторые выводы представляются возможным сделать и по этим недостаточным данным. Как отмечено выше, весьма подробные наблюдения проводились в интересующий нас период Е. В. Близняком на р. Енисее, данными которого и воспользуемся для предварительных общих соображений.

Данные табл. 39 показывают, что уже за 14—15 дней до вскрытия температура воды в лунке (у д. Каргино) кратковременно повышалась, а затем вплоть до первой подвижки льда держалась у $0,2-0^{\circ},4$.

В момент первой—третьей подвижек температура воды упала до $0^{\circ},1$, а на другой день после начала ледохода она поднялась до $0^{\circ},45$ и в дальнейшем увеличилась почти по 1° в сутки, вплоть до полного очищения реки от льда.

Температура воды р. Енисея у д. Каргино в апреле 1911 г.

Дата	Суточное колебание воды (в см)	Средняя за день температура воздуха (в °C)	Средняя за день температура воды в лунке (в °C)	Температура воды в полынье в 1 час дня (в °C)	Примечания
3	+ 9	+3,66	+0,4		
4	+ 11	+2,0	+0,3		
5	+ 11	+1,5	+0,2		
6	+ 13	+1,5	+0,13	+1,4	
7	+ 15	+1,5	+0,08	+1,3	
8	+ 13	+1,2	+0,1	+1,7	
9	+ 13	-1,0	+0,16	+2,2	
10	+ 9	-0,2	+0,13	+1,7	
11	+ 4	+4,7	+0,33	+0,8	
12	+ 11	-1,5	+0,20	+0,4	
13	+ 2	+2,7	+0,23	+0,7	
14	+ 13	+1,2	+0,30	+1	
15	+ 55	+4	+0,20	+0,3	
16	+ 19	+3,4	+0,20	+0,1	Первая подвижка льда
17	+ 2	+4,1	+0,17	+0,4	
18	+322	+6,1	+0,11	+0,1	Вторая подвижка льда
19	- 11	+8,2	+0,09	+0,1	Третья подвижка льда
20	-292	+12,4	—	—	Четвертая подвижка льда
21	- 49	+8,3	+0,46	—	и ледоход
22	- 11	+7,2	+1,05	+1,4	Измерения производились
23	+ 21	+10,2	+ ,27	+2,7	при открытом русле у берега
24	+ 32	+8,2	+3,62	+4,4	и на расстоянии от него, при-
25	+ 62	+6	+4,40	+4,6	близительно равном удалению
26	+ 38	+11,9	+6,40	+7,1	полюньи
27	+ 57	+15,1	+7,82	+8,3	
28	+ 55	+6,4	+8,21	+8,2	
29	+ 42	+4,1	+8,37	+8,6	
30	+ 6	+9,5	+8,56	+8,7	

Измерения температуры воды в полынье, в отличие от данных, полученных по наблюдениям в лунке, показывают в начале серии наблюдений, т. е. до подвижек, более высокие ее значения, чем после них, и резкие понижения при них.

Повышение температур воды начинается после подвижек ледяного покрова, более интенсивным оно становится начиная с конца густого ледохода и особенно вслед за очищением реки (рис. 44).

Описанный ход температуры воды в общем свойствен всему исследованному участку р. Енисея. Более того, этот тип хода температур свойствен всем рекам, как об этом можно судить по данным о потоках, весьма различных по гидрологическим характеристикам и размерам.

Так, на реках Ленинградской области, малых по размерам и находящихся в совершенно иных климатических условиях по сравнению с р. Енисеем, наблюдается приблизительно одинаковая картина хода температур воды в это время (табл. 40) — так же у берегов перед вскрытием замечается суточный ход температур, утром они наиболее низкие, а вечером значительно выше дневных, что объясняется поступлением в течение дня талых ее масс. Во время подвижек, как и на р. Енисее, температура воды

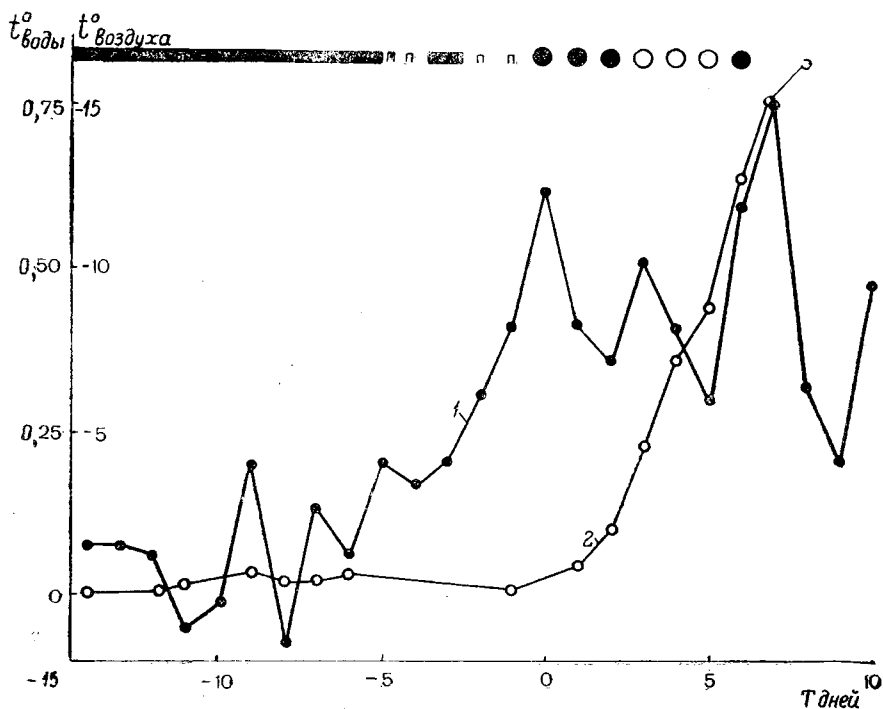


Рис. 44. Графики температуры воды и воздуха в период вскрытия р. Енисей, с. Каргино, 1911 г.

1 — среднесуточная температура воды в лунке; 2 — среднесуточная температура воздуха.

значительно понижается, что происходит из-за перемешивания теплых вод береговых зон с основными паводочными массами. Энергичное повышение температуры наблюдается уже при ледоходе. Характер повышения температур воды хорошо прослеживается по рис. 44, 45. Резкие различия между ходом температур воды в разные годы наблюдались на р. Луге, менее резкие на р. Полисти и почти идентичные на р. Ловати.

Таким образом, можно полагать, что основной причиной обуславливающей различия в ходе температур воды в этот период является характер поступления талых вод в реку и сочетание времени вскрытия с временем прохождения фаз паводка. Как уже отмечено, это последнее для р. Луги в описанные годы было

Температура воды на реках Ленинградской области
в 1954 и 1955 гг.

Год, месяц и число	Уровень воды в см над 0 графика	Температура воды (в °С)		Примечания
		8 час.	20 час.	
1954 р. Луга, в/п г. Кингиссеп				
Апрель				
1	195	—	—	Ледостав
2	216	—	—	"
3	232	—	—	Закраины
4	238	—	—	"
5	254	—	—	"
6	302	—	—	То же, „вода на льду“
7	329	0,4	0,4	"
8	356	0,2	0,2	То же, „полынья“
9	359	0,2	0,2	" " "
10	366	0,2	0,2	" " "
11	372	0,2	0,2	" Полынья
12	382	0,0	0,2	Подвижка
13	358	0,0	0,0	"
14	333	0,0	0,0	"
15	292	0,0	0,0	Ледоход
16	238	0,2	0,4	Редкий ледоход
17	186	0,8	1,8	Чисто
18	211	2,4	2,8	"
1955				
Апрель				
27	322	—	—	„Вода на льду“
28	357	—	—	"
29	462	0,5	0,4	То же, „закраины и подвижка“
30	—	0,2	—	Затор
Май				
1	606	0,3	1,8	Подвижка, ледоход
2	609	1,6	1,7	Ледоход
3	612	1,8	2,0	Чисто
4	628	2,4	2,8	"
5	640	2,8	—	"
6	647	—	—	"
7	654	—	—	"
8	645	—	—	"
9	624	—	—	"
10				"
1954 р. Ловать, в/п г. Холм				
Апрель				
1	167			Ледостав
2	179			"
3	184			"
4	206	0,0	0,0	Закраины
5	252	0,0	0,1	Полынья и подвижка
6	362	0,0	0,2	" " "
7	336	0,1	0,2	" " "
8	284	0,1	0,2	Подвижка, ледоход
9	308	0,1	0,2	Ледоход
10	294	0,0	0,6	"

Год, месяц и число	Уровень воды в см над 0 графика	Температура воды (в °C)		Примечания
		8 час.	20 час.	
11	288	0,2	0,8	Ледоход
12	275	0,2	1,2	Редкий ледоход
13	238	0,6	1,6	" "
14	224	1,2	2,0	" Чисто "
15	215	1,4	2,6	"
16	208	2,2	3,2	"
17	224	2,6	3,0	"
18	245	2,1	3,2	"
1955 Апрель				
20		0,0	0,0	Лед подняло
21		0,0	0,0	Прекратилось
22		0,0	0,0	Подвижка, ледоход
23		0,0	0,0	Редкий ледоход
24		0,0	0,0	Ледоход
25		0,0	0,3	Редкий ледоход
26		0,3	1,0	" "
27		1,0	1,2	" Чисто "
28		1,2	2,3	"
29		2,2	2,7	"
30		2,5	4,0	"
1954 Март				р. Полюсь, в/п д. Подтополье
24	267	0,0	0,0	"Вода на льду"
25	320	0,0	0,2	" "
26	340	0,2	0,2	Закраины
27	337	0,2	0,2	" "
28	338	0,2	0,2	" "
29	362	0,1	0,1	" "
30	366	0,1	0,1	Подвижка
31	368	0,1	0,1	"
Апрель				
1	362	0,1	0,1	Ледостав, полынья
2	344	0,1	0,1	" "
3	318	0,1	0,2	" "
4	308	0,1	0,2	" "
5	378	0,1	0,2	Подвижка
6	416	0,2	1,0	Затор, ледоход
7	354	1,0	1,4	Редкий ледоход
8	324	1,0	0,8	Ледоход
9	300	0,6	1,0	То же, чисто
1955 Апрель				
15	246	0,0	0,0	"Вода на льду"
16	259	0,0	0,0	" " "
17	271	0,0	0,0	" " "
18	282	0,0	0,0	" " "
19	294	0,0	0,0	" " "
20	324	0,0	0,0	" " "

Год, месяц и число	Уровень воды в см над 0 графика	Температура воды (в °C)		Примечания
		8 час.	20 час.	
21	376	0,0	0,0	„Вода на льду“
22	460	0,0	0,0	Закраины
23	526	0,0	0,0	То же, полыньи
24	520	0,0	0,1	То же
25	572	0,1	0,2	Подвижка
26	640	0,1	0,6	Ледоход
27	617	0,3	0,8	Редкий ледоход
28	603	0,6	1,5	„ „
29	600	1,3	3,8	„ „
30	589	2,8	4,2	„ „

весьма различно, что обусловило и разный ход температур воды. Наоборот, на р. Полисти первый фактор оказался одинаковым и ход температур относительно мало отличался при повышенных их значениях в год с более высоким половодьем (1955 г.).

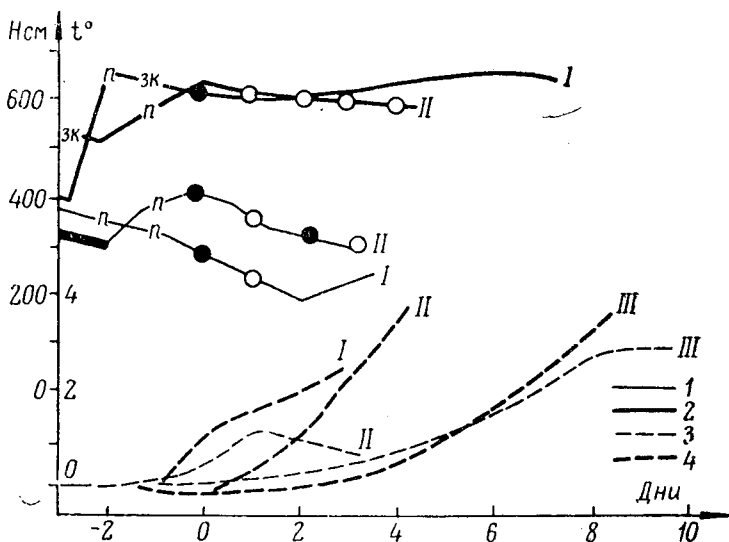


Рис. 45. Графики уровней и температур воды в период вскрытия.

I — р. Луга; *II* — р. Полисть; *III* — р. Ловать; 1, 2 — график уровней для 1954 и 1955 гг. соответственно; 3, 4 — график температур 1954 и 1955 гг. соответственно.

Кроме того, некоторые различия в ходе температур воды, видимо, были обусловлены различиями в ледовых фазах, а именно продолжительный и равномерной интенсивности ледоход в 1955 г. соответствовал плавному ходу температур воды с тенденцией к

повышению. Наоборот; неравномерной интенсивности короткий ледоход в 1954 г. соответствовал неправильному изменению, с повышениями и понижениями, температур воды, что в общем отражает их зависимость от воздействия температур воздуха и других факторов, формирующих весеннее половодье.

На рис. 46 показано повышение температуры воды после вскрытия на некоторых реках с различными направлениями течения.

В связи с тем, что сведения о температурах воды печатаются в гидрологических ежегодниках в виде среднедекадных значений, на оси абсцисс этого рисунка нанесено число дней от вскрытия

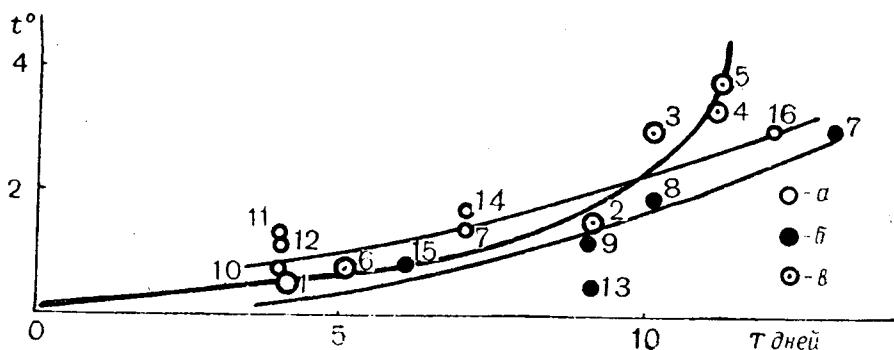


Рис. 46. График связи между среднедекадной температурой воды и числом дней от даты вскрытия до конца декады, 1950 г.

a — 1938 г.; *б* — 1939 г.; *в* — 1950 г. Р. Урал, водомерные посты: 1 — с. Илек; 2 — г. Уральск; 3 — с. Кушим; 4 — хут. Мергеневский; 5 — с. Калмыково; 6 — с. Тополи. Р. Сев. Двина и ее притоки, водомерные посты: 7 — д. Усть-Курья; 8 — д. Лябля; 9 — д. Абрамково; 10 — с. Н. Тойма; 11 — д. Березник; 12 — д. Почтовская; 13 — р. Рычегда, г. Сольвычегодск; 14 — р. Вага, с. Шеговары; 15 — р. Вага, г. Шенкурск; 16 — р. Емца, с. Емецк; 17 — р. Пинега, с. Кузо-
незь.

до конца той декады, за которую отложено среднедекадное значение температуры по ординате. В такой форме график достаточно близко к действительности отражает суточное изменение температур воды во времени, а с учетом местоположения каждого пункта наблюдений — и по длине реки.

Ход температур воды за указанные годы был однотипным, но в первый из них они были значительно выше, чем во второй, что объясняется различиями в метеорологических условиях, определивших и различия в сроках вскрытия и времени прохождения основной паводочной волны. Повышение температур воды притоков р. Сев. Двины по характеру не отличается от наблюдаемого на главной артерии, несколько выделяется лишь р. Вычегда низкими их значениями, что обусловлено широтным направлением ее течения.

На наших южных реках Европейской территории СССР, протекающих с севера на юг, вскрытие происходит главным образом под влиянием теплового фактора, но не в чистом виде, так как они вскрываются целыми плесами и подъемами уровней от местно-

го снеготаяния, создавая паводочную волну, определяют и механическое воздействие на ледяной покров. Кроме того, воды, приходящие сверху, из участков, еще закрытых ледяным покровом, обладают температурами, близкими к нулю, и, следовательно, влияют снижающим образом на тепловое состояние местных талых вод. Поэтому на таких реках, хотя и доминирует тепловой фактор в уничтожении ледяного покрова, температура вод значительно изменяется лишь после вскрытия вышележащих плесов.

В качестве примера таких рек может быть взята р. Урал на участке от устья р. Илека до г. Гурьева, на протяжении которого она вскрывается снизу вверх.

В табл. 47 приведены сведения о сроках вскрытия этой реки в 1952 г., среднедекадных температурах воды и числе дней с подвижками, частым и редким ледоходом.

Таблица 41

Сроки вскрытия и температуры воды р. Урала в апреле 1950 г.

Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Дата вскрытия	Температура воды средняя за декаду (в °C)			Число дней с подвижками и ледоходом		
			I	II	III	густой ледоход	редкий ледоход	подвижки
с. Илек	1157	16	—	0,5	8,4	1	2	5
г. Уральск	839	11	—	1,5	8,8	6	2	2
с. Кушум	766	10	—	3,1	9,7	2	5	—
пос. Мергеневский . .	659	9	—	3,4	9,0	—	6	—
с. Калмыково	392	9	—	3,9	9,4	—	—	—
с. Тополи	200	5	0,8	6,5	10,5	—	5	—
г. Гурьев	22	8	—	7,7	11,3	—	2	—

Поскольку в табл. 41 помещены только среднедекадные температуры воды, по которым лишь самым приблизительным образом представляется возможным судить о температурах в день вскрытия, то на рис. 46 представлена связь между этими средними температурами за декаду вскрытия и числом дней от дня вскрытия до конца декады.

По мере приближения к устью продолжительность ледоходного периода сокращается, что связано с ослаблением вниз по реке питания ледовым материалом. Температура воды, как это видно по рис. 46, в день вскрытия близка к нулю и довольно медленно увеличивается к концу ледохода, т. е. во весь тот период, когда избыток тепла, поступающего в реку, расходуется на таяние плавущих льдин.

Более сложная картина изменения температур воды в период вскрытия и последующий ледоход (по аналогичным данным) наблюдается на реках, протекающих через районы, охваченные различными метеосиноптическими условиями. Так например, для

р. Дона в различных участках течения в связи с указанными причинами в это время наблюдается различный ход температур воды (рис. 47).

В частности, все течение этой реки от истоков до в/п ст. Нижне-Чирской (в/п 16) с общим направлением течения с северо-запада на юго-восток характеризуется на этом рисунке одним законом изменения температур воды (кр. I), от в/п ст. Потемкинская (в/п 17) до устья Сев. Донца с направлением течения с северо-востока на юго-запад — другим (кр. II) и приморский, устьевой участок реки — третьим.

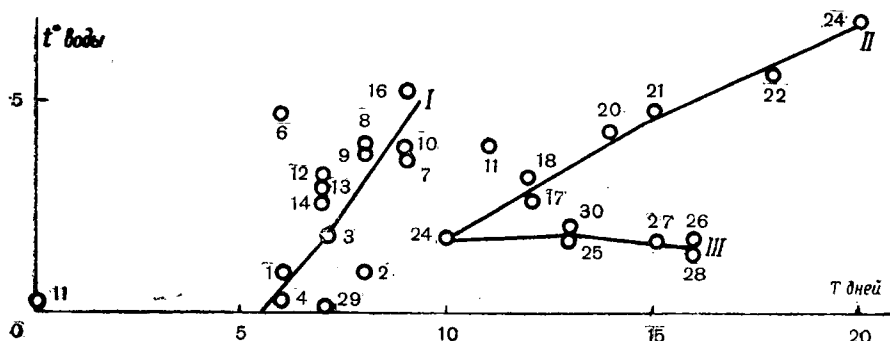


Рис. 47. Связь между среднедекадной температурой воды и числом дней от даты вскрытия до конца декады. Р. Дон. 1950 г. (номера при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

На первом участке вскрытие происходит почти одновременно в условиях пополнения в это время русловых запасов местными талыми водами. На втором участке оно продвигается снизу вверх по реке, что определяет подход сверху малопрогретых вод и, следовательно, более медленный их нагрев.

В эту часть реки впадают притоки, текущие с севера на юг, что в период вскрытия влияет на температуру вод понижающим образом.

На третьем участке это последнее явление развивается в столь сильной степени, что приводит к повторным, идущим сверху ледоходам, проходящим с запаздыванием в декаду и более по отношению к местному ледоходу.

Отдельные отклонения точек от наметившихся закономерностей объясняются местными специфическими условиями, например точка 2 показывает температуру воды более низкую, чем это следовало бы, потому что измерения производились в нижнем бьефе плотины. Точка 6 отклоняется в сторону преувеличения, так как место измерения температур воды находится непосредственно ниже впадения р. Осереда, температуру которой она и отражает, и т. д.

Для рек горных районов в измерениях температур воды большую роль играет фактор высотной зональности.

Так, например, на р. Енисее средние за декаду температуры воды в весенний период в пределах Саян изменялись с высотой местности — чем ниже расположен створ, тем выше оказывалась температура воды (табл. 42).

Таблица 42

Среднекадажные температуры воды в верховьях р. Енисея
в мае 1950 г.

Пункт наблюдений	Высота над 0 графика	Дата вскрытия	Температура, средняя за декаду		
			I	II	III
г. Кызыл	500	4	1,0	3,4	4,5
с. Усть-Уса	452	5	—	3,5	5,9
Большой порог	409	8	—	4,2	8,0
„Крутой поворот“	327	7	—	—	9,3
с. Означенное	298	5	1,0	5,3	9,8

На рис. 48, построение которого аналогично рис. 46 и 47, выделяется три кривых связи температуры воды этой реки с числом дней от вскрытия до конца декады, а именно: кр. I охватывает:

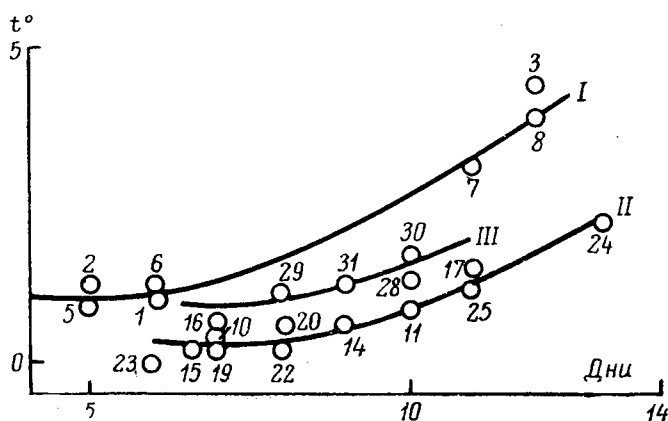


Рис. 48. Связь между среднедекадной температурой воды и числом дней от даты вскрытия до конца декады. Р. Енисей, 1950 г. (номера при точках соответствуют номерам водомерных постов по гидрологическому ежегоднику).

горную и предгорную части реки; II — участок реки, вскрывающийся более или менее одновременно, на протяжении которого высота местности меняется относительно мало. III кр. освещает участок реки, на котором происходит значительное замедление в продвижении вскрытия вниз по течению.

Положение и направление описываемых кривых связей пол-

ностью характеризует особенности каждого участка. Кр. I и II совпадают по направлениям, но первая относится к участку реки, на котором вниз по течению она пополняется более прогретыми водами, а вторая, наоборот, более холодными, что определяет и разницу в их высотном положении.

Особым типом температурного режима вод в период вскрытия обладают южные горные реки, замерзающие только в низовьях. Так, например, р. Аму-Дарья замерзает только в нижней и средней частях течения, причем в суровые зимы кромка льда досходит до г. Чарджоу, а в мягкие остается в пределах нижнего течения. Освобождение реки от льда начинается сверху, с юга, откуда подходят теплые воды. Вскрытие совершается быстрыми короткими подвижками льда с чрезвычайно кратковременным, чисто местного характера ледоходом, продолжительность которого десятка минут или часы и изредка сутки.

Температура воды выше кромки льда 3—5°, ниже кромки на 200—300 м она 2—3°, а ниже на 1—1,5 км равна 0°. Резкое снижение температур воды под ледяным покровом определяется интенсивным расхождением тепла на обтаивание льда снизу. После освобождения от ледяного покрова температура воды весьма интенсивно повышается в течение нескольких дней.

Влияние притоков на тепловое состояние главной артерии определяется соотношением температур их воды. В общем случае для крупных рек, как, например, р. Енисей и р. Лена, протекающих с юга на север, притоки вносят в период вскрытия холодные воды, т. е. снижающим образом действуют на тепловое состояние главных рек.

Как отмечено выше, еще В. Б. Шостакович [110] обратил внимание на роль притоков в формировании теплового состояния главных рек в весенний период, в частности р. Ангары на р. Енисей. «В среднем вода Енисея у Енисейска в мае холоднее, чем в других ее пунктах, на 3,5°, в июне разница сглаживается до 0,4°, а в июле она уже теплее на 0,8°».

Такая весенняя аномалия температур воды у Енисейска объясняется влиянием г. Ангары, масса вод которой не меньше главной реки.

Ниже приведены данные В. Б. Шостаковича, обрисовывающие влияние р. Ангары (по в/п Шаманскому) на тепловое состояние р. Енисея (у г. Енисейска).

		Температура в °С	
Раннее вскрытие	15 V 1904 г.	5,7	
	18 V 1907 г.	4,0	
Позднее	24 V 1908 г.	2,4	
	29 V 1909 г.	1,2	

В работе Е. М. Соколовой [119] приведены данные, подтверждающие выводы В. Б. Шостаковича по крайней мере по отношению к рр. Енисею и Ангаре, Подкаменной и Нижней Тунгускам.

Что касается рек, протекающих с севера на юг, то и в этом случае притоки оказывают значительное влияние. Выше уже отмечалось на примере р. Дона, что малые реки вносят более теплую воду и, наоборот, большие притоки, как указывает Е. М. Соколова, например р. Кама, в весенний период могут влиять охлаждающим образом на главную артерию.

Для рек, текущих в широтном направлении, влияние притоков, протекающих с севера на юг и, наоборот, с юга на север, противоположно; так, рр. Унжа, Ветлуга вносят весной воды более холодные, чем у самой р. Волги, а р. Ока, наоборот, более теплые.

Выводами из рассмотрения материалов по тепловому состоянию рек в период вскрытия являются следующие:

1. Повышение температур воды на реках начинается за некоторый отрезок времени еще до вскрытия.

2. В период подвижек происходят значительные колебания температур воды, обусловленные перемешиванием вод прибрежных зон с основной их массой.

3. В береговых зонах наблюдается суточный ход температуры в связи с поступлением теплых талых вод в течение дня, вечером температуры здесь больше на десятки доли градуса, и иногда и на $1-1,5^{\circ}\text{C}$.

4. Притоки, обладающие большой водоносностью, оказывают значительное влияние на тепловое состояние главной реки и могут понижать или повышать в ней температуру воды в зависимости от того, раньше или позднее ее они вскрываются.

5. Малые и средние реки, вскрывающиеся одновременно, обладают ходом температур, резко изменяющимся в зависимости от характера половодья, — при высоких половодьях температуры выше, при низких ниже.

6. Большие реки, протекающие на юг, после вскрытия медленно повышают температуры своих вод, вследствие подхода сверху не успевших прогреться масс воды.

7. На крупных реках, протекающих с юга на север, температура воды во время вскрытия зависит от даты его наступления: чем больше задерживается вскрытие, тем при большей температуре оно происходит.

ГЛАВА VI

СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВСКРЫТИЯ НА КРУПНЫХ РЕКАХ

Разновременность вскрытия больших рек определяется климатическими, гипсометрическими и гидрологическими факторами, в том числе характером и размерами питания грунтовыми водами. Климатический фактор имеет первостепенное значение, особенно для рек, протекающих в меридиональном направлении; гипсометрический становится доминирующим для водотоков, сбегających с больших высот, а гидрологические оказывают влияние преимущественно местного характера.

Л. Г. Шуляковский [46, 121] подробно рассмотрел влияние климатических и гидрологических факторов на сроки вскрытия рек и пришел к выводу, что из-за сложности их учета только температуры воздуха могут быть использованы в качестве расчетного аргумента для целей прогнозирования процессов вскрытия. Воздействие же остальных факторов может быть до некоторой степени определено путем выделения соответствующих районов «местного» вскрытия на фоне общей его картины — «географического» вскрытия.

Северные реки ЕТС, как и главнейшие реки Сибири, протекающие с юга на север, вскрываются раньше сверху и позже внизу, идвигающаяся сверху вниз по реке волна половодья обгоняет местную весну. Однако распространение такой волны совершается не плавно, а скачкообразно, что определяется как местными задержками, так и, наоборот, ускорением от одновременного вскрытия отдельных участков.

Так, например, на р. Сев. Двине, протекающей почти точно с юга на север, вскрытие совершается по участкам (табл. 40). То же можно отметить и для рр. Енисея, Оби и т. д.

При такого рода характере вскрытия перед кромкой ледяного покрова вверх по реке распространяется подпор, созданный его сопротивлением проходу русловых масс воды (рис. 49). На р. Сев. Двине от в/п д. Усть-Курья до устья р. Пинеги включительно, т. е. на протяжении 526 км, для года с многоводным паводком (1939 г.) намечается пять таких участков, из которых наиболее ясно обрисовываются последние два.

образовалась и на участке от в/п д. Усть-Пинеги до в/п д. Березник.

Р. Пинега, так же как и р. Вычегда, не оказала какого-либо влияния на время вскрытия главной реки, как вследствие своей маловодности, так и потому, что ее вскрытие совершилось много позже (20 мая).

В год с невысоким весенним паводком (1938 г.) на р. Сев. Двине наивысшие уровни наблюдались не в день вскрытия, а на 5—10 и более дней позже, т. е. оказались не связанными с подпорными влияниями от верхней кромки ледяного покрова. В связи с этим для данного года не обнаруживается связи уровней вскрытия с подпором от верхней кромки ледяного покрова, за исключением участков реки с запаздывающим вниз по течению вскрытием, как, например, в/п в/п Лябля—Нижняя Тойма, Березник—Почтовская, Орлецы—Часовня (табл. 43).

Крупные сибирские реки, текущие, как и Сев. Двина, с юга на север, обнаруживают в общем ту же закономерность в связи уровней вскрытия с подпорами от ледяного покрова. Однако она ясно выделяется только в нижних участках их течения, что определяется как синоптическими условиями весеннего периода, так и гидрологическими свойствами этих водных объектов.

На протяжении более 3000 км своего пути р. Обь течет к северу, и разница в сроках вскрытия верхних частей и низовий (от г. Барнаула до г. Салехарда) обычно около 20 дней. Средняя скорость продвижения вскрытия 5—8 км/час. В верхнем течении скорость продвижения вскрытия более или менее одинакова, в среднем оно совершается почти одновременно, в нижнем резко замедляется.

Если рассматривать характер продвижения вскрытия на системе рр. Тобола, Иртыша (от устья Тобола) и Оби (от устья Иртыша), представляющих водную артерию, пересекающую Западную Сибирь почти по меридиану, то оказывается, что в одни годы вскрытие почти с одинаковой скоростью распространяется сверху вниз, в другие, как это имело место в 1945 г., рр. Тобол и Иртыш вскрываются почти одновременно, а на р. Оби (от устья Иртыша) скорость продвижения остается для разных лет почти неизменной.

В весенних периодах первого типа скорость продвижения вскрытия рр. Тобола и Иртыша, около 4 км/час, на р. Оби (от устья Иртыша до Салехарда) порядка 3 км/час, а от в/п г. Кушевата до г. Салехарда 1 км/час.

Отмеченные особенности распространения вскрытия как по самой р. Оби, так и по системе ее притоков, являются следствием основных климатических черт Западной Сибири и гидрографии этих водных объектов.

Для Западной Сибири обычно выделяют четыре типа синоптических процессов, характерных для весеннего периода: вторжение антициклонов с севера, вторжение антициклонов с северо-

Сроки вскрытия р. Сев. Двины в 1938 и 1939 гг.

№ в/п	Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Дата вскрытия		Высота уровня вскрытия (в см)		Дата наивысшего уровня		Высота наивысшего уровня (в см)		Превышение $H_{\text{макс}}$ над H вскрытия (в см)		Примечания
			1938 г.	1939 г.	1938 г.	1939 г.	1938 г.	1939 г.	1938 г.	1939 г.	1938 г.	1939 г.	
84	д. Усть-Курья . .	657	23 IV	27 IV	276	380	9 V	28 IV	588	554	312	174	Выше устья р. Вычегды
85	д. Лябля	604	23 IV	30 IV	235	651	10 V	30 IV	668	651	433	0	Ниже устья р. Вычегды
86	д. Абрамково . .	520	25 IV	1 V	248	555	11 V	4 V	603	796	355	241	
87	д. Нижняя Тойма	455	26 IV	5 V	335	633	12 V	6 V	497	695	162	62	
88	д. Сидоровская .	380	28 IV	6 V	216	—	12 V	—	568	—	252	—	Выше устья р. Ваги
89	д. Березник . .	346	24 IV	3 V	74	704	12 V	6 V	698	722	624	18	Ниже устья р. Ваги
90	д. Почтовская .	283	26 IV	4 V	269	825	13 V	7 V	754	883	485	58	
91	д. Звоз	279	—	4 V	—	774	15 V	6—7 V	640	871	—	97	
92	д. Часовня . . .	187	27 V	4 V	107	472	—	6 V	—	797	—	325	Ниже устья р. Емцы
93	д. Копачево . .	166	28 IV	7 V	499	958	15 V	9 V	804	1011	305	53	
94	д. Орлецы . . .	159	29 IV	7 V	566	904	14 V	9 V	751	984	185	80	Выше устья р. Пинеги
95	с. Усть-Пинега .	131	29 IV	7 V	302	588	15 V	9 V	435	741	133	183	Ниже устья р. Пинеги

запада, западно-восточный перенос, выход циклонов с юго-запада из бассейнов Черного и Каспийского морей и из Средней Азии. Последний тип переноса является наиболее эффективным для процессов весеннего вскрытия, так как вызывает в верховьях рек сильное и резкое потепление воздуха. При западно-восточном переносе сильные потепления бывают редко и развитие процессов вскрытия рек происходит довольно вяло. При вторжениях с севера холодных масс воздуха вскрытие задерживается.

В качестве примеров можно указать, что в 1945 и 1950 гг. наблюдался выход циклонов с юго-запада, вызвавших раннее вскрытие всего Тобола. В такие годы по всей равнинной части Западной Сибири изохроны вскрытия имеют ориентировку с северо-запада на юго-восток; у восточных склонов Урала они обнаруживают тенденцию к изгибу на север. В предгорьях Алтая изохроны приобретают весьма сложные очертания с общей тенденцией к широтному направлению. По карте видно, что главные реки территории: Обь, Иртыш и др. — вскрываются в те же сроки, что и их притоки. Только р. Обь в самых низовьях вскрывается значительно позже (рис. 50).

Такой характер распределения сроков вскрытия рек на описываемой территории определился следующим ходом синоптических процессов. В пределах Западной Сибири, за исключением ее крайней юго-западной части, в характерный по ходу синоптических процессов 1950 г. до 22 апреля поддерживался низкий фон температур воздуха, обусловленный влиянием тыловой части циклона, перемещавшегося в это время несколько севернее Новосибирска с запада на восток. Временами температура воздуха понижалась до -10° . С 26 апреля наметилось повышение температур воздуха до положительных за счет приближавшегося теплого фронта, за которым происходило уже интенсивное повышение их и, в частности, на юге Урала максимум достигал 30° .

В дальнейшем, вследствие вхождения антициклонических масс с Баренцова моря в бассейне Оби наступило некоторое похолодание, продержавшееся до 30 апреля, что и определило сгущение изохрон вскрытия по левобережью Средней Оби.

Около 1 мая бассейн р. Оби оказался в теплом секторе развивавшегося из северной части ЕТС циклона, продвигавшегося на Таймыр. Это вхождение циклонических масс воздуха резко повысило температуры воздуха (в частности, на линии Самарово—Сургут до $12-20^{\circ}$). В связи с этим граница снежного покрова всего за три дня переместилась к северу от этой линии на 500 км (до широты Обской губы). Это последнее повышение температур воздуха и повело к освобождению от ледяного покрова левобережных притоков по всему среднему и нижнему течению р. Оби, а также к ее вскрытию на участке Новосибирск — устье р. Чулыма.

Кратковременное понижение температур воздуха, последовав-

шее 3 мая вслед за прохождением этого циклона, приостановило развитие процессов вскрытия далее к северу. С 9 мая за счет усилившейся циклонической деятельности, направленной с запада на восток, стал происходить усиленный вынос теплых воздушных масс на среднее течение р. Оби. Это потепление привело к одновременному вскрытию всей средней Оби и низовьев ее притоков этого участка течения. Оно не распространилось на низовья р. Оби, где и сохранился до двадцатых чисел мая ледяной

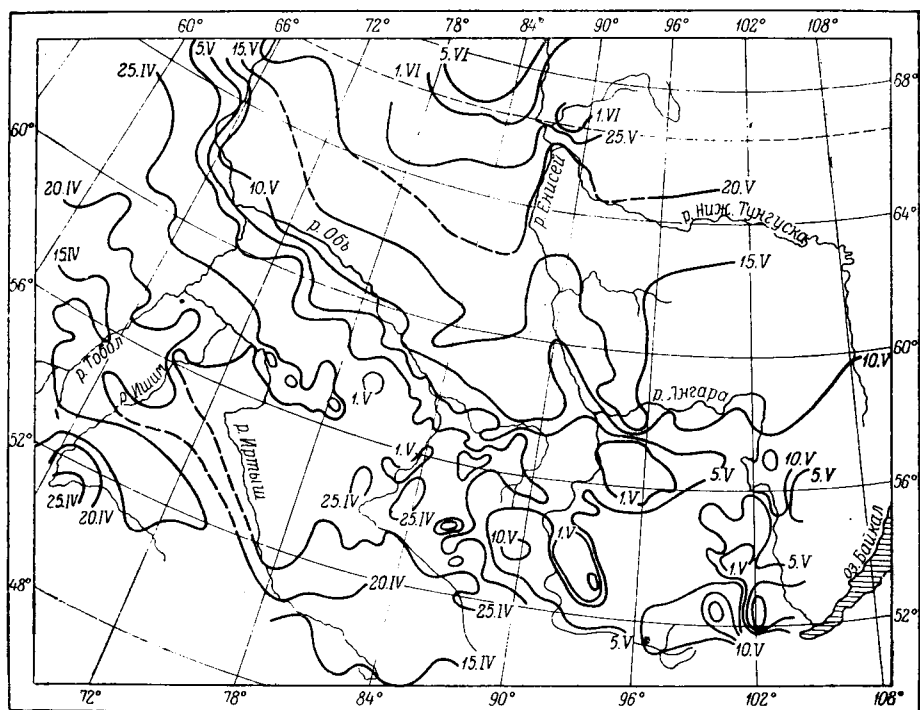


Рис. 50. Изохроны вскрытия рек Западной Сибири, 1950 г.

покров, когда по западной и северо-западной периферии тыла развивавшегося антициклона стали поступать очень теплые массы на весь бассейн, исключая район Обской губы. В период этого потепления вскрылись верховья правобережных притоков среднего течения р. Оби. Бассейны рр. Таза и Пура стали охватываться процессами вскрытия лишь в самом конце мая — в начале июня в результате воздействия последующих серий циклонов.

Таким образом, в условиях свободного распространения по равнинной местности Западной Сибири циклонических масс воздуха одновременно охватываются процессами вскрытия огромные области. Смена теплых масс воздуха холодными вызывает задержки в распространении вскрытия к северу. Новые потепления

с последующими вхождениями циклонических масс воздуха вызывают скачкообразные продвижения к северу процессов вскрытия рек.

На картах изохрон вскрытия отмеченная смена синоптических процессов отражается сгущениями и разрежениями изолиний при общей их ориентировке вкост движению основных воздушных масс.

В те годы, когда Сибирский антициклон к апрелю не успевает разрушиться и создает зону одинаковых температур воздуха по всей площади бассейна р. Тобола, как это было в 1945 г.,

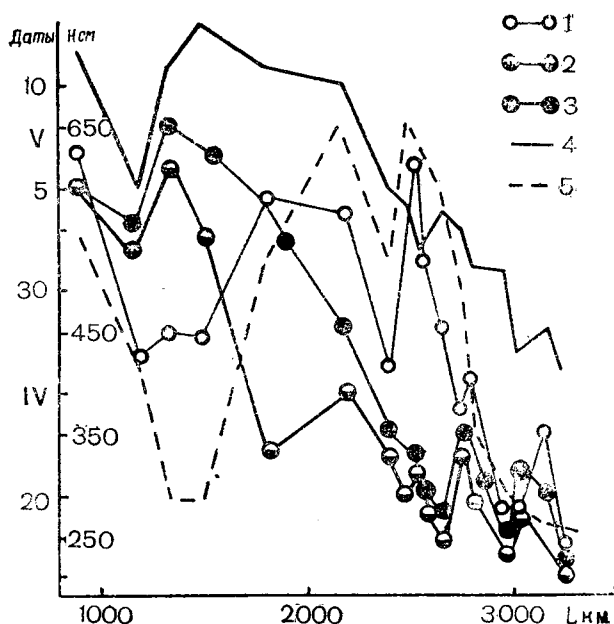


Рис. 51. Графики сроков и высоты вскрытия р. Оби.

1 — высота уровней при вскрытии 1949 г.; 2 — даты подвижки льда 1949 г.; 3 — даты вскрытия 1949 г.; 4 — даты вскрытия 1950 г.; 5 — высота уровней при вскрытии 1950 г.

в пределах его равнинной части все реки вскрываются более или менее одновременно.

Участок нижнего течения р. Оби от с. Белогорья до устья вскрывается, как это видно на рис. 50, 51, с замечательно закономерным запаздыванием вниз по течению.

Среднее течение р. Оби находится в сложных синоптических условиях, так как пути циклонов в разные годы в весенние периоды весьма сильно различаются по направлениям, а траектории их движения подвержены значительным миграциям к северу и к югу от среднего положения.

Описанный характер движения циклонических масс воздуха

в правобережье р. Иртыша вызывает наиболее раннее вскрытие на северо-западе этого района и более позднее на юго-востоке, особенно в системе р. Оби.

Районом наиболее ранних вскрытий является бассейн верхнего Тобола и его притока р. Уй, откуда оно веером распространяется на север, северо-восток и восток. Таким образом, этот район может служить как бы показателем в определении начала распространения вскрытия на всю Западную Сибирь. Между вскрытиями верховий Тобола, Уя и средней Оби проходит приблизительно месяц.

Любопытно отметить, что этот район ранних вскрытий в 1950 г. дал узкую полосу, протянувшуюся на широте Кустаная до Акмолинска, захватывая рр. Селеты, Чедерты и Уленты, к северу и к югу от которых, по крайней мере в бассейне Ишима, располагаются зоны с более поздними вскрытиями.

В распространении сроков вскрытий от верховий р. Тобола на низовья Иртыша и среднюю Обь замечается определенная закономерность, хорошо обрисованная графиком связи между сроками вскрытия р. Тобола у г. Кургана и р. Иртыша у с. Демьянского

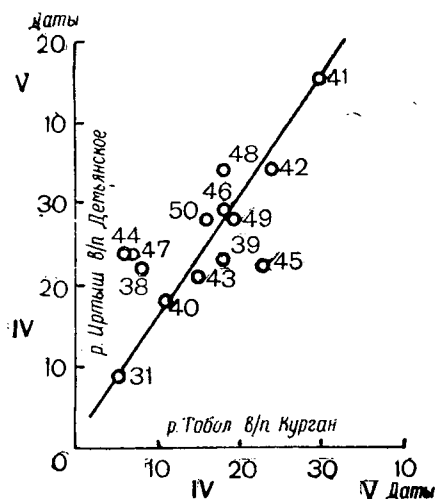


Рис. 52. Связь сроков вскрытия р. Иртыша у с. Демьянского со сроками вскрытия р. Тобола у г. Кургана (числа при точках связи соответствуют годам наблюдений).

(рис. 52). Сама скорость распространения вскрытия в значительной мере зависит и от водности рек. На рис. 53 представлена связь между этой скоростью и разницей уровней при вскрытии р. Тобола у в/п г. Кургана и р. Иртыша у в/п с. Демьянского. Точки связи расположились по двум кривым. Сопоставление этих кривых связи с графиками атмосферной циркуляции А. А. Гирса [122] показывает, что на кр. I ложатся точки, соответствующие годам с преобладающими переносами широтного направления, с явным минимумом меридиональных направлений циркуляций, на кр. II — точки, соответствующие годам с особенно большим преобладанием восточных циркуляций. Исключение представляет лишь точка связи 1936 г., для которой отмечается максимум переносов западного направления и минимумы меридионального и восточного.

Отмеченные связи представляют большой интерес с точки зрения прогностической, так как по срокам вскрытия и водности р. Тобола и характеру циркуляции атмосферы в дан-

ный год можно судить о сроках вскрытия низовий Иртыша и средней Оби.

Реки Алтая вскрываются в весьма разнообразные сроки. Рядом с рекой, вскрывающейся в мае, находятся потоки, освобождающиеся от льда в середине апреля и даже в марте. В общем, здесь в распределении сроков вскрытия замечается высотная зональность, сильно нарушаемая гидравлическими свойствами по-

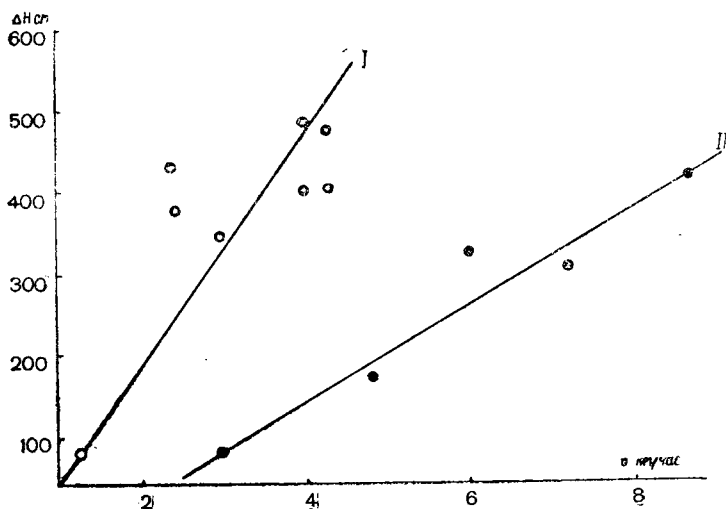


Рис. 53. Связь скорости распространения вскрытия (от г. Кургана на р. Тоболе до с. Демьянского на р. Иртыше) с разницей в приращениях уровней от низкого зимнего до их высоты в день вскрытия у г. Кургана.

I — связь для лет с преобладающими переносами западных направлений;
II — связь для лет с преобладанием восточных переносов.

токов. На быстринах, на которых ледяной покров тонок и непрочен, лед легко исчезает при ослаблении холодов, а в участках с малым падением, где он имеет большую мощность, требуется много усилий для его разрушения, и вскрытие здесь задерживается.

В соответствии с гидрографическими свойствами р. Оби и характером ее вскрытия находится и режим уровней. На протяжении верхнего участка с меридиональным и северо-западным направлением течения высота уровней вскрытия сверху вниз по реке нарастает; на участке северо-западной и широтной ориентировки при вскрытии это повышение мало, а на нижнем меридиональном ее отрезке резко растет.

В устьевой части, у в/п в/п Мужи и Салехард, приращения уровней ко времени вскрытия снова становятся небольшими, что определяется большой аккумулятивной способностью этой части реки и ее поймы (рис. 51).

В каждом данном створе высота уровней при вскрытии определяется в основном двумя факторами: степенью совпадения паводочного состояния реки со временем вскрытия и размерами сопротивления, оказываемого ледяным покровом проходящим русловым массам воды. Но, как отмечено, р. Обь вскрывается на протяжении почти 3000 км (от в/п г. Барнаула до в/п г. Салехарда) примерно в течение всего двадцати дней, что исключает возможность взламывания льда верховой паводочной волной, сроки пробега которой значительно большие.

Своеобразие вскрытия и режима уровней этого времени р. верхней Оби и ее притоков состоит в том, что в горной части на ряде потоков оно совершается чрезвычайно рано, поскольку из-за быстроты течения ледяной покров, если и образуется, то несплошной и исчезает еще при отрицательных температурах воздуха, а паводок от талых вод снегов наступает значительно позже. Так, например, в 1949 г. на рр. Катунь, Чуй и ряде других горных потоков сплошного ледяного покрова не образовалось, а существовавшие забереги исчезли уже в начале апреля, паводочный же подъем уровней начался лишь в конце первой декады мая. Вскрытие самой р. Оби в верховьях происходит примерно на 20 дней ранее прихода паводка с р. Катунь. Таким образом, уже в верховьях р. Обь вскрывается под влиянием местных талых вод, сбрасываемых густой сетью притоков. Поэтому внизу описываемого верхнего участка вскрытие р. Оби совершается часто при высоко поднявшихся уровнях, как это имело место, например, в 1949 г.

На участке с северо-западным и широтным направлением течения (от в/п Александрово до в/п Белогорье) верховой паводок прогрессивно отстает от сроков вскрытия, местный же сток из-за большой аккумулирующей способности прилегающих частей бассейна мал, а потому подъемы уровней при вскрытиях невелики.

На участке нижнего течения в связи с медленным продвижением вскрытия русловые массы воды успевают накопиться к этому времени в больших количествах, чему способствует и приток чисто местных талых вод.

В результате описанного сочетания условий на р. Оби по высоте подъема уровней во время вскрытия можно выделить пять характерных участков:

- 1) от начала реки до г. Новосибирска; этот участок отличается сравнительно малой высотой уровней вскрытия — всего на 3 м выше меженного;

- 2) нижележащий отрезок реки северо-западного направления течения (до створа с. Александрово) характеризуется высокими подъемами уровней — 4—6 м;

- 3) относительно короткий участок от с. Александрово до устья р. Иртыша; подъемы 2—5 м;

- 4) участок от впадения Иртыша до места дробления на рука-

ва (в/п с. Кушеват), меридионального направления; характеризуется большими подъемами уровней, возрастающими к низу участка;

5) дельтовый участок; характеризуется малыми подъемами уровней.

На р. Бие у г. Бийска вскрытие совершается в условиях резкого подъема уровней на самом пике паводка. Здесь по окончании ледохода, а часто и раньше, уровни падают почти с той же интенсивностью, как и поднимались, но в годы с ранними вскрытиями первая подвижка происходит еще при низком их стоянии.

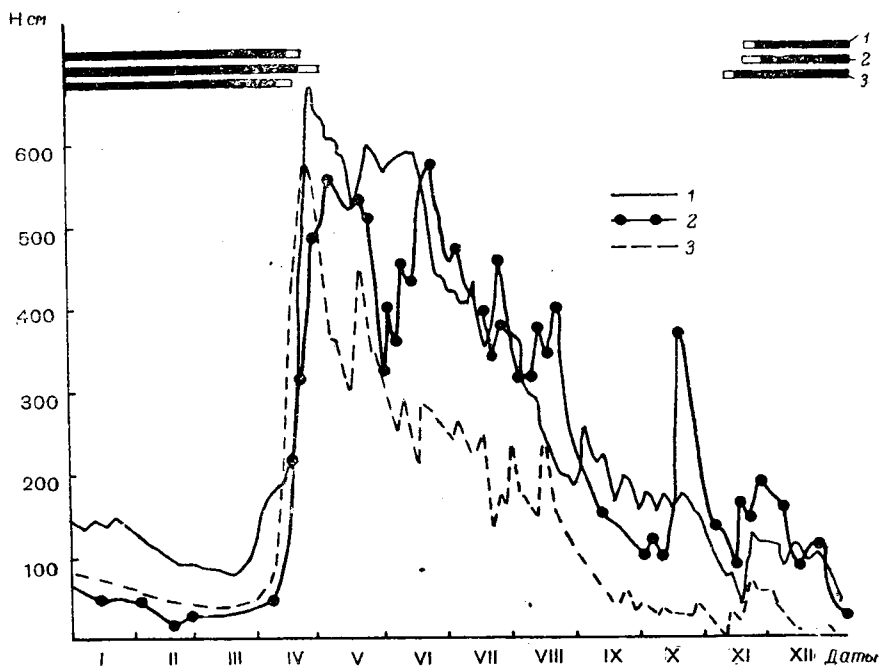


Рис. 54. Графики колебаний уровней за многоводный, маловодный и средний по водности годы. Р. Обь, г. Барнаул.

1 — год многоводный (1941 г.); 2 — год средний (1942 г.); 3 — год маловодный (1945 г.)

На р. Оби у Барнаула вскрытие совершается примерно на половине высоты общего паводочного подъема, но ледоход заканчивается вблизи максимума, как это имело место в 1941 г. (рис. 54).

Паводочные уровни держатся у наивысших отметок около полутора—двух месяцев, при заторах их максимум наблюдается в начале, а при раннем беззаторном вскрытии — в середине или конце периода. Ниже по течению, у Новосибирска, как правило, вскрытие совершается на низких уровнях и лишь при позднем его наступлении на высоких отметках.

Вершина паводочной волны в этом створе приобретает уже явную правую асимметричность со смещением максимума к концу ее прохождения. На нижележащих створах этот процесс смещения максимума уровней происходит в еще большей степени, достигая своего предела к концу участка широтного направления течения.

В низовьях реки в связи с тем, что вскрытие вниз по течению запаздывает, график уровней снова приобретает левую асимметричность с чрезвычайно растянутой, на все лето, веткою спада от подхода верхового паводка. Отмеченное смещение основной массы паводка в сторону запаздывания по отношению ко времени вскрытия подтверждает вывод о разрушении ледяного покрова в верхнем и особенно в среднем течении, главным образом водами местного происхождения, что хорошо иллюстрируется табл. 44.

Таблица 44

Изменения высоты уровней вскрытия сверху вниз по течению р. Оби

Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Годы наблюдений	Высота уровней (в % от амплитуды колебаний)		Продолжительность стояния наивысших уровней (в днях)
			вскрытия	наивысшая при ледоходе	
г. Барнаул	3150	1941	35	100	52
		1942	60	97	69
		1945	67	99	40
г. Новосибирск . . .	2960	1939	33	91	20
		1941	79	100	47
		1945	64	97	15
с. Молчаново	2530	1945	28	95	23
		1946	36	99	67
		1950	42	84	55
с. Сургут	1500	1945	44	88	52
		1946	52	84	80
		1950	24	71	75
с. Белогорье	1150	1945	63	98	57
		1946	23	77	—
		1950	37	59	—
г. Салехард	320	1945	76	100	—
		1946	75	100	—
		1950	91	100	—

На рис. 55 приведены графики отношений характерных расходов в период вскрытия к величине устойчивого зимнего расхода по створам, расположенным на описанных участках реки, подтверждающие отмеченные их особенности.

Створы Барнаул и Новосибирск, находящиеся на участке с однородным генезисом вскрытия характеризуются однотипными кривыми. Графики створов Колпашева и Белогорья имеют другую форму, наметившуюся в первом из них и более выражен-

ную во втором, отражающую малое приращение расходов при вскрытии, что свойственно этому отрезку реки.

В связи с отсутствием измерений расходов на нижней Оби распространить этот анализ на нее не представляется возможным.

На р. Иртыше верховой паводок проходит без каких-либо заметных пополнений, поэтому, если в верховьях наблюдается позднее снеготаяние, как, например, в 1941 г., то и вскрытие и ледоход в нижнем течении совершаются при низких уровнях.

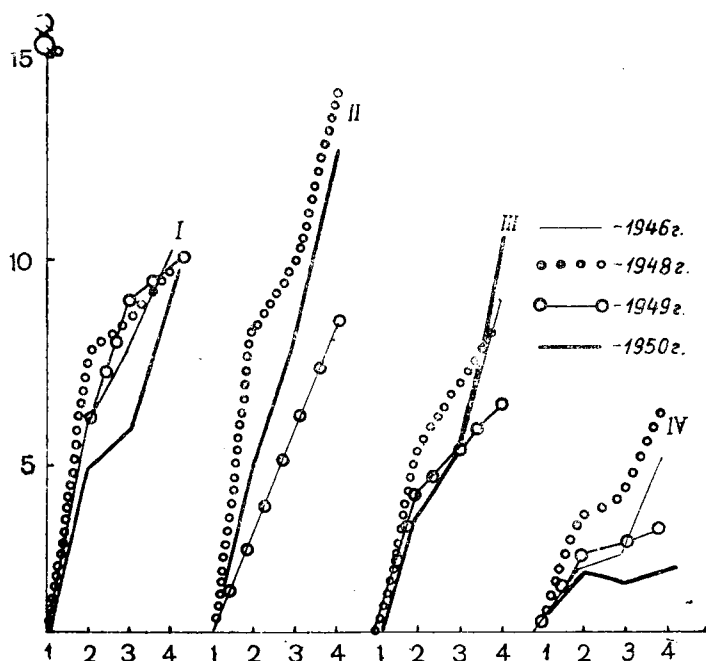


Рис. 55. Графики отношений расходов воды характерных моментов вскрытия к величине устойчивого расхода под ледяным покровом. Р. Обь.

I — в/п г. Барнаул; II — в/п г. Новосибирск; III — в/п г. Колпашев; IV — в/п г. Белогорье. 1 — Q_0 ; 2 — $\frac{Q_1}{Q_0}$; 3 — $\frac{Q_2}{Q_0}$; 4 — $\frac{Q_3}{Q_0}$ (Q_0 — средний расход зимней межи; Q_1 — расход последнего дня с ледоставом; Q_2 — расход первой подвижки; Q_3 — расход дня вскрытия).

Раннее вскрытие в бассейне р. Иртыша происходит в условиях поступления теплых масс воздуха с юга — из Средней Азии и вниз по течению его распространение происходит замедленно, в связи с чем в нижнем течении оно совершается при высоких уровнях (1944 г.). Скорость добега паводочной волны вниз по реке из года в год мало изменяется, но скорость распространения вскрытия колеблется в своих значениях весьма сильно; при раннем вскрытии она наименьшая, при позднем — наибольшая, что непосредственно вытекает из подмеченного еще

М. А. Рыкачевым [123], а затем и В. Б. Шостаковичем [109—114] уменьшения амплитуды сроков вскрытия и замерзания рек в направлении с юга на север.

На р. Енисее, вследствие особенностей гипсометрии бассейна, относительно малой его ширины, почти перпендикулярности направления течения притоков по отношению к главной реке, процесс весеннего вскрытия совершается весьма своеобразно.

Кроме того, истоки реки заложены на высотах Саян, в пределах которых на процессы вскрытия оказывают влияние высотная климатическая зональность и гидравлические условия, присущие потокам горного типа. Первый фактор вызывает запаздывание вскрытия, а второй — ускорение его, поэтому в горной зоне вскрытие рек рассматриваемого бассейна происходит в чрезвычайно различные сроки в зависимости от того, какой фактор имеет доминирующее значение.

Вся средняя равнинная часть р. Енисея, от створа Абаканов Перевоз до устья р. Подкаменной Тунгуски, т. е. на протяжении 1500 км, вскрывается почти одновременно. В большинстве случаев разница в сроках вскрытия у верхнего и нижнего створов около 10 дней и лишь в отдельные годы достигает 20 дней, что соответственно дает скорость его продвижения 150—75 км/сутки.

Далее, вниз от этого участка скорость продвижения вскрытия, как это видно по рис. 56, резко уменьшается и становится мало изменчивой из года в год.

Скорость продвижения вскрытия р. Енисея на участке от устья Подкаменной Тунгуски до Игарки изменяется в следующих пределах: 1945 г. — 38 км/сутки, 1946 г. — 40 км/сутки, 1950 г. — 47 км/сутки.

В. Б. Шостакович [13] отмечал, что в нижних течениях рр. Оби, Енисея, Лены вскрытие столь запаздывает, что верховые талые воды своим напором взламывают ледяной покров.

По скорости продвижения вниз по течению сроков вскрытия р. Енисей следует разделить на три характерных участка: верхний, горный, от истока до створов Абаканов перевоз — Новоселово; средний — от этих створов до устья р. Подкаменной Тунгуски; нижний — от впадения р. Подкаменной Тунгуски до устья.

В верхнем участке течения изменчивость сроков вскрытия из года в год весьма большая и за период с 1912 по 1915 г. определяется данными о наибольшей амплитуде сроков вскрытия: в/п Кызыл — 29 дней; в/п Усть-Уса — 27 дней; в/п Абаканов Перевоз — 29 дней.

Влияние высотной зональности и гидравлических условий на сроки вскрытия на этом участке р. Енисея, а также на ее притоках проявляется в том, что для самых верхних створов реки с уменьшением высоты сроки вскрытия запаздывают. Уменьшение скорости течения с понижением местности определяет образование более мощного ледяного покрова, что и сказывается соответ-

ствующим образом на сроках вскрытия. Ниже по течению до г. Красноярска, где река спускается с 300 до 130 м.н.у.м., наоборот, происходит опережение этих сроков, т. е. на первый план выступает влияние высотной зональности.

Влияние факторов высотной зональности проявляется довольно ясно на сроках вскрытия и других рек, например притоков р. Ангары — Иркутта, Бирюсы и Оки.

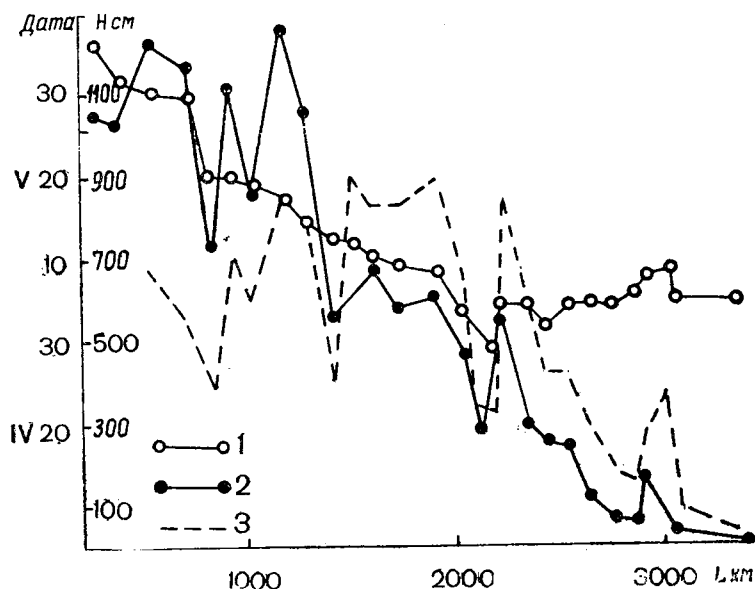


Рис. 56. Графики сроков и высоты вскрытия р. Енисей, 1950 г.

1 — дата вскрытия; 2 — приращение уровней от низкого зимнего до вскрытия в процентах от амплитуды паводка; 3 — уровень вскрытия в сантиметрах.

Ниже г. Красноярска сроки вскрытия с уменьшением высоты запаздывают, что, однако, зависит уже от широтной зональности.

Зимний режим реки в начале участка верхнего течения определяется ее полугорным характером, следовательно наличием значительных скоростей, особенно на перекатно-порожистых участках русла. Вследствие этого установление ледяного покрова сопровождается мощными шугоходами, русло забивается шугой и создаются большие зажоры. Поэтому ледяной покров по длине реки имеет различную толщину, сильно изменяющуюся из года в год. Однако общий характер распределения его мощности сохраняется, что хорошо иллюстрируется табл. 45.

Неравномерность залегания ледяного покрова совместно с отмеченными морфометрическими и гидравлическими свойствами определяет и беспокойное вскрытие, хотя в это время река и не отличается высокой водоносностью.

Толщина ледяного покрова на р. Енисее (в см)

№ в/п	Пункт наблюдений	Годы	Расстояние от устья (в км)	Декабрь			Январь			Февраль			Март			Апрель		При последнем измерении	
				I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	толщина	число дней до вскрытия
2	с. Усть-Уса .	1945	3094	54	67	—	73	122	131	138	148	155	159	163	—	—	—	163	31
		1946		—	49	74	—	—	105	101	104	107	112	—	—	—	—	112	42
4	„Крутой поворот“ . . .	1945	2937	—	—	—	57	61	54	65	61	62	66	68	69	—	—	69	18
		1946		—	—	—	63	65	52	64	69	69	61	59	43	45	—	45	9
5	с. Означенное	1945	2881	57	59	74	91	105	117	128	138	132	132	130	128	—	120	120	0
		1946		33	49	63	83	100	115	125	123	119	115	100	103	93	—	89	5
7	г. Минусинск	1945	2768	36	37	48	53	62	63	62	79	79	78	80	98	—	—	70	20
		1946		35	48	50	51	59	61	65	57	56	60	63	56	39	—	39	9
8	с. Абаканов-Перевоз . .	1945	2674	37	46	40	94	84	85	85	87	88	90	93	92	88	—	88	7
		1946		33	75	87	45	64	65	72	75	70	68	73	65	45	—	45	5
9	с. Новоселово	1945	2553	41	40	43	39	32	37	44	54	61	54	58	54	—	—	56	12
		1946		—	51	64	46	51	56	58	70	68	70	69	—	—	—	69	22

У в/пв/п г. Кызыла, с. Усть-Усы, с. Абаканова Перевоза и с. Новоселова весной образуются мощные заторы, вызывающие значительные подъемы уровней, как это имело место в 1945 г. В 1946 г. в первом пункте толщина льда была в полтора раза меньше, чем в 1945 г., и затора не образовалось. По тем же причинам в 1946 г. не было затора и у в/п с. Абаканова Перевоза.

На втором выделенном участке реки, вскрываемом за весьма короткий срок, ступенчатый характер профиля определяет наличие местных больших скоростей течения, влияющих на характер образования и разрушение ледяного покрова.

По данным Е. В. Близняка [26], в нижней половине описываемого участка (от г. Красноярска до г. Енисейска) скорость на плесах равна 0,85—1,50 м/сек, на перекатах 1,75—2,10 м/сек, а на Казачинском пороге достигает 3,80 м/сек.

Ледяной покров в этих условиях образуется при интенсивном шугообразовании, формирующем зажорно-заторные явления. Ледяные заторы создаются на крутых поворотах и на мелководных участках, изобилующих островами. Заторы нередко распространяются до дна; они частично размываются при повышении уровней, а частью остаются до весны. Местами ледяной покров прорезывается полыньями, которые на быстринах и в местах выходов грунтовых вод иногда не замерзают всю зиму. Ледяной покров в большинстве случаев торосистый, неровный.

Полосы всторошенного льда тянутся вблизи обоих берегов по границе заберегов, существовавших в момент прохождения наиболее интенсивного ледохода. Особенно велика торосистость непосредственно ниже перекатов в сужениях русла, как, например, на Шиверском перекате.

Характер ледяного покрова в значительной мере зависит от высоты стояния уровней во время его формирования. При низких уровнях торосистость развивается слабее, чем при высоких. Вследствие понижения уровней в течение зимнего сезона ледяной покров в поперечном профиле имеет вогнутую форму. Поэтому весенние талые воды покрывают лед местами слоем глубиной до 0,7 м.

На описываемом участке вскрытие совершается главным образом под влиянием теплового воздействия на ледяной покров, на что обратил внимание еще Е. В. Близняк. Ко времени ледохода наслудный лед исчезает полностью, а кристаллический принимает своеобразное игольчатое строение в своих верхних слоях.

До г. Красноярска режим вскрытия определяется стоком талых вод с незначительной части водосбора; основная их масса подходит к этому створу примерно через месяц после освобождения реки от ледяного покрова.

Если в пределах предгорий Саян и в прилегающих к ним пространствах бассейна фронт таяния продвигается снизу вверх, то отсюда он распространяется сверху вниз по реке. Поэтому в створах, расположенных в первой части реки, вскрытие

совершается при малых подъемах воды и основная часть паводка проходит значительно позже его, а ниже по течению в связи с переменной направлением фронта движения снеготаяния уровни в момент вскрытия значительно приподнимаются, и чем ниже по течению, тем при более высоких их стояниях взламывается лед. Однако и здесь, как и на р. Оби, гребень паводка смещен относительно момента вскрытия в сторону запаздывания, т. е. талые воды с бассейна не успевают догнать продвигающееся вниз по реке вскрытие и лишь ниже г. Туруханска происходит их совпадение.

Таким образом на втором участке тепловой фактор уступает доминирующее место механическому.

На третьем участке вскрытие совершается всегда под доминирующим влиянием механического фактора в условиях более или менее одинаковой скорости его продвижения. Поэтому здесь вскрытие происходит при высоко поднявшихся уровнях. Уровни вскрытия нарастают до г. Туруханска, далее — до Игарки остаются стабильными, а ниже этого пункта обычно снижаются. Поскольку такая закономерность нарастания уровней в общем сохраняется из года в год, то очевидно, что описанный их характер определяется влиянием одного и того же неизменного фактора — сопротивления ледяного покрова.

На участке в/п в/п Туруханск—Игарка вскрытие происходит с одинаковым запаздыванием по отношению к сроку перехода температур воздуха через нуль градусов, т. е. совершается при одинаковой подготовленности льда к вскрытию, что и определяет более или менее одинаковую высоту взламывающих уровней.

В дельтовой части реки, где она разбивается на рукава, и далее — в Енисейской губе изменения морфометрических и гидравлических условий придают механизму вскрытия свои специфические черты. Здесь сроки вскрытия значительно запаздывают по сравнению с вышележащими участками.

Высота уровней при вскрытии в условиях значительного влияния механического фактора должна зависеть от степени сопротивления ледяного покрова взламывающему усилию талых вод. Чем больше эти сопротивления, тем больше должно накопиться вод перед кромкой льда, тем выше должны подняться уровни. Для накопления вод в достаточных для взламывания ледяного покрова количествах требуется известное время, так что скорость продвижения фронта вскрытия вниз по реке до известной степени должна отразить и время, необходимое для накопления взламывающих масс воды.

Таким образом, приращение уровней при вскрытии над низким зимним можно связывать со скоростью продвижения самого вскрытия. Приращение уровней в этот период в значительной степени зависит от того, с какой длины участка поступают воды к расчетному створу, поэтому его выгоднее выражать в прира-

щениях на километр длины участка. Тогда эта связь будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{\Delta H}{\Delta L} = f \frac{\Delta L}{\Delta t}, \quad \Delta H = f \frac{(\Delta L)^2}{\Delta t},$$

где ΔH — приращение уровней в см над низким зимним к моменту вскрытия, ΔL — длина участка реки в км, Δt — время прохождения фронта вскрытия от верхнего до нижнего створа участка.

Описываемого рода связь действительна для беззаторного подъема уровней в условиях запаздывания сроков вскрытия сверху вниз по реке.

На рис. 57 представлен график связи между приращением уровней и скоростью продвижения вскрытия вниз по реке для участка в/п с. Селиваниха — в/п г. Игарка. Точки связи расположились по двум кривым, причем на первой оказались годы, в которые происходило увеличение доли восточных и меридиональных циркуляций атмосферы, на второй — годы с более или менее стационарным количеством восточных переносов, с уменьшением доли западных и интенсивным увеличением меридиональных циркуляций (табл. 46).

Точка 1936 г. оказалась между кривыми, что, по всей вероятности, объясняется особенно большим развитием в этом году западных и аномально малым развитием восточных переносов.

Описанного рода связи могут быть использованы для прогнозистических целей.

Совмещенные графики секундных расходов воды за весенний период по створам Енисейск, Подкаменная Тунгуска и Игар-

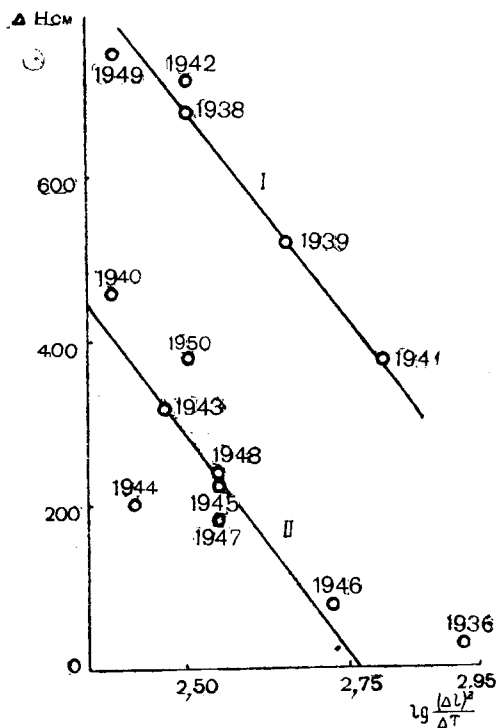


Рис. 57. График связи высоты приращений уровней от низкого зимнего до ледохода и скорости продвижения вскрытия на р. Енисее на участке от в/п с. Селиванихи до в/п г. Игарки.

I — для лет с преобладанием восточных и меридиональных форм циркуляций атмосферы; II — для лет с интенсивным увеличением меридиональных форм циркуляций атмосферы.

Интегральные суммы циркуляций атмосферы различных направлений,
по А. А. Гирсу

Годы	Направления циркуляций			Годы	Направления циркуляций		
	<i>E</i>	<i>W</i>	<i>C</i>		<i>E</i>	<i>W</i>	<i>C</i>
	Кр. I (рис. 57)				Кр. II (рис. 57)		
1936	30	324	—270	1940	224	200	—320
1937	146	260	—310	1943	236	75	—212
1938	172	252	—328	1944	248	44	—190
1939	174	248	—332	1945	232	10	—146
1941	240	120	—260	1946	248	—40	—100
1942	236	97	—226	1947	232	—68	— 68
1949	220	— 76	— 44	1948	206	—72	— 40
				1950	252	—86	— 36

Примечание. Символы *E*, *W*, *C* обозначают циркуляции соответственно восточных, западных и меридиональных направлений.

ка показывают характер накопления вод перед кромкой ледяного покрова (рис. 58). Так как на участке между створами в/п в/п г. Енисейска, и с. Подкаменной Тунгуски площадь водосбора увеличивается главным образом за счет бассейна р. Подкаменной Тунгуски (64% от общего приращения водосбора на участке), то можно полагать расходы воды, измеренные ниже устья этого притока, уменьшенные на величину его стока, отражающими как боковой приток на участке, так и подпорные влияния кромки льда. Измененный таким образом гидрограф в/п Подкаменной Тунгуски (пунктирный график на рис. 58) по высоте оказывается одинаковым с гидрографом створа г. Енисейска, но в верхней половине расположен левее, что свидетельствует о накоплении местных талых вод ранее подхода верхового паводка на 4—5 дней.

Как следует из сравнения указанных графиков, боковой приток на участке невелик.

Водоносность р. Енисея в период вскрытия для одновременно освобождающегося от льда участка (с. Базаиха — р. Подкаменная Тунгуска) в связи с малым в это время боковым притоком определяется модульными коэффициентами расхода вскрытия порядка 3—6, если за норму для каждого года принимать величину устойчивого расхода воды под ледяным покровом. Изменения этого коэффициента для характерных моментов вскрытия за ряд лет представлены по различным створам на рис. 59. Вниз по течению в пределах отмеченного участка реки наблюдается некоторая тенденция к их увеличению и резкое возрастание в низовьях у створа Игарки, где, как отмечено, вскрытие происходит

почти исключительно под влиянием механического фактора. У этого створа модульный коэффициент расхода вскрытия оказался равным 24,5, что в 5—6 раз больше, чем для вышележащего участка реки.

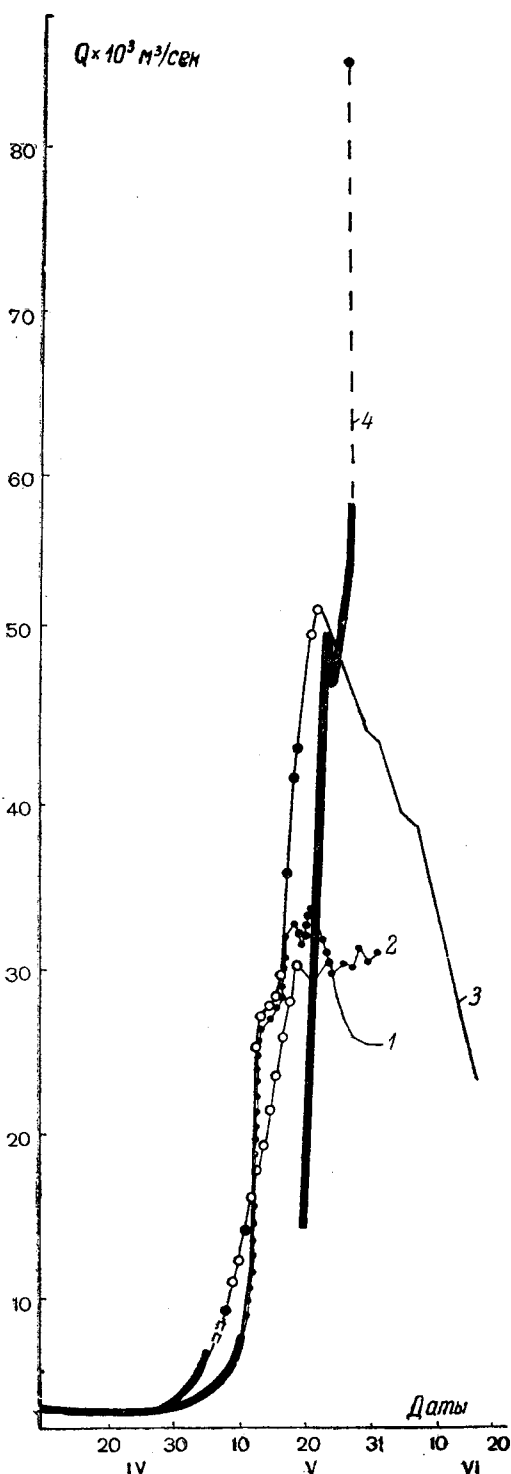
Роль вод притоков во вскрытии р. Енисея освещалась Е. В. Близняком и для нижнего течения подробно описана В. С. Антоновым [47], который отмечает, что паводочные воды р. Енисея устремляются в устьевые участки притоков и увлекают за собой обломки ледяного покрова. Часто этот своеобразный ледоход распространяется вверх по притокам на 30—35 км.

Вскрытие р. Енисея происходит, как правило, раньше, чем на его притоках, на значительный промежуток времени. Кроме того, освобождение от ледяного покрова притоков этой реки совершается при низкой их водоносности, а поэтому они и не оказывают какого-либо влияния на высоту уровней главной реки.

Так, в частности, рр. Ангара, Подкаменная

Рис. 58. Графики расходов воды и ледовые фазы весеннего периода р. Енисей, 1950 г.

1 — в/п г. Енисейск; 2 — выше устья р. Подкаменной Тунгуски; 3 — в/п д. Подкаменной Тунгуски; 4 — в/п г. Игарка.



и Нижняя Тунгуска не повышают уровней р. Енисея в прилегающих к ним снизу участках главной реки. Однако, в связи с тем,

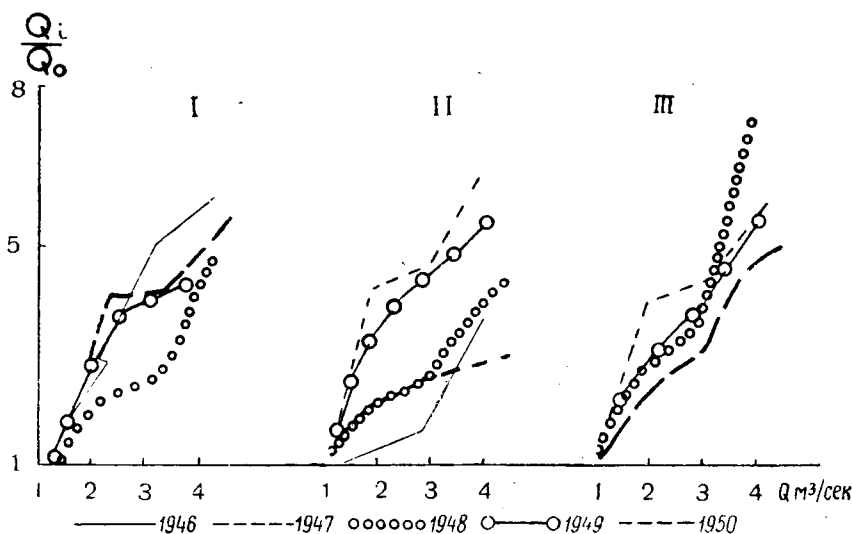


Рис. 59. Графики отношений значений расходов воды характерных моментов вскрытия к величине устойчивого расхода под ледяным покровом. р. Енисей. I — в/п с. Базаиха, II — в/п г. Енисейск, III — в/п с. Подкаменная Тунгуска; 1-4 то же, что и на рис. 55.

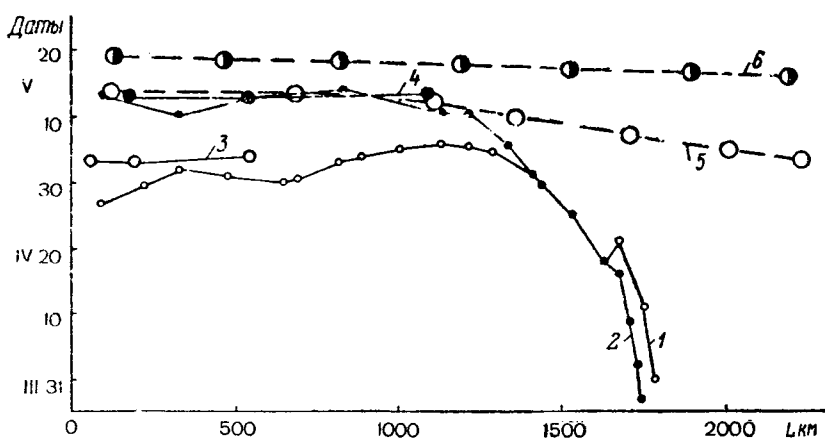


Рис. 60. Графики сроков вскрытия притоков р. Енисея. 1 — р. Ангара, 1945 г.; 2 — р. Ангара, 1944 г.; 3 — р. Подкаменная Тунгуска, 1945 г.; 4 — р. Подкаменная Тунгуска, 1946 г.; 5 — р. Нижняя Тунгуска, 1945 г.; 6 — р. Нижняя Тунгуска, 1946 г.

что на нижнем участке р. Енисея вскрытие сильно задерживается, талые воды с бассейнов притоков успевают туда дойти и высоко поднять уровень.

Вскрытие крупных правобережных притоков р. Енисея совершается со значительным запаздыванием по отношению к главной реке. Так, например, в 1945 и 1946 гг. р. Ангара у места ее впадения вскрылась соответственно позже на 7 и 17 дней; в эти же годы р. Нижняя Тунгуска вскрылась соответственно на 15 и 20 дней позже р. Енисея.

В литературе неоднократно отмечалось [109, 110] тепловое воздействие вод оз. Байкала, питающих р. Ангара, на сроки установления на ней ледостава и на время освобождения от него, причем длина участка, подверженного этому влиянию по отношению к осенним гидрофизическим процессам определялась В. Б. Шостаковичем в 1100 км. Что касается теплового воздействия вод оз. Байкала на процессы вскрытия р. Ангара, то оно распространяется до створа с. Усолья Сибирского, т. е. на протяжении 131 км. На этом участке река вскрывается действительно раньше, чем впадающие в нее притоки. Далее вниз по течению сроки вскрытия р. Ангара вначале сравниваются со сроками впадающих притоков, а затем отстают от них на довольно большой промежуток времени, как это хорошо видно на карте сроков вскрытия (рис. 50). Шостакович это явление объясняет уже *охлаждающим* действием вод оз. Байкала. Такое утверждение в сопоставлении с предыдущим об *отепляющем* действии представляется нелогичным.

Рр. Ангара и Нижняя Тунгуска имеют приблизительно одинаковые направления течения, причем первая от истока к устью поднимается к северу на $5^{\circ}30'$, вторая — на $6^{\circ}0'$, и обе имеют истоки, заложенные в более или менее одинаковом удалении от устьев к востоку. Следовательно, характер изменения сроков вскрытия по их длине должен бы быть одинаковым. Однако от в/п с. Усолья Сибирского до в/п с. Распутина, т. е. на протяжении 400 км на р. Ангаре они прогрессивно запаздывают вниз по течению, а далее до устья река вскрывается почти одновременно (рис. 60).

Объяснение этому обстоятельству находится не в охлаждающем действии вод оз. Байкала, как это предполагал Шостакович,

Таблица 47

Запаздывание вскрытия в низовьях по сравнению с верховьями на реках бассейна р. Енисея

Годы	р. Ангара	р. Нижняя Тунгуска	р. Енисей от широты истоков до широты устьев	
			р. Ангара	р. Нижней Тунгуски
1945	37 дней	6 дней	7 дней	7 дней
1946	48 "	5 "	21 день	18 "
1950	—	—	8 дней	10 "

а в особенностях режима стока воды. Р. Ангара получает из оз. Байкала основную массу своих вод, равномерно поступающих в реку в течение года при весьма мало изменяющейся их температуре. Излишний запас тепла в период вскрытия, как правильно и отметил Шостакович, расходуется на протяжении первых 130—150 км пути, т. е. до того створа, на котором вскрытие Ангара происходит одновременно с впадающими в нее притоками. Дальнейшего выхолаживания вод р. Ангара вниз по течению не может происходить, так как температуры воздуха в это время уже становятся положительными, а воды притоков, поскольку они вскрываются ранее главной реки, также должны быть теплее. Таким образом, запаздывание в сроках вскрытия р. Ангара по сравнению с притоками определяется не ее температурным режимом.

Если обратиться к рассмотрению уровня режима этой реки, то прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что при ее вскрытии в верхнем участке уровни не повышаются, а снижаются. Только в день вскрытия наблюдаются незначительные повышения заторного происхождения. Этот характер изменения уровней сохраняется на всем протяжении реки с запаздывающими вниз по течению сроками вскрытия, т. е. до створов с. Заярск — г. Братск.

Таблица 48

Увеличение расходов воды р. Ангара во время вскрытия от стока притоков в 1950 г.

Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Расход воды (в м ³ /сек)		Отношение расхода вскрытия к зимнему низкому
		зимний низкий	при вскрытии	
с. Пашки	—	1600	1500	1
с. Буреть 1-я	1634	—	2200	—
с. Балаганск	1530	1600	2760	1,7
г. Братск	1143	1900	3750	2,0
р. Иркут, с. Смоленщина	13	25	108	4,3
р. Китой, ст. Китой . .	16	17	59,7	3,5
р. Ока, с. Большеокинское	38	55	748	13,5

На этом последнем участке реки начинает формироваться весенний подъем уровней от стока талых вод по притокам, но проходящий еще под ледяным покровом, как это было в 1950 г. у с. Заярска, г. Братска и с. Невона, а далее вниз они совпадают с вскрытием. Однако эти подъемы столь незначительны, что и в нижнем течении часто не в состоянии взломать ледяной покров и проходят под ним.

Как следует из табл. 48, притоки р. Ангары, в особенности верхнего течения, также незначительно увеличивают свою водоносность во время вскрытия и поэтому при малой ее абсолютной величине почти не влияют на сток главной реки, которая и сохраняет на протяжении верхнего и среднего течения тип сильно зарегулированной озерной реки. Лишь р. Ока, обладающая выраженным весенним паводком, ощутимо деформирует свойства режима главной реки и увеличивает роль механического фактора во вскрытии. Именно поэтому от устья р. Оки замедление во вскрытии на р. Ангаре прекращается, но все еще недостаточно для уравнивания его со сроками на притоках.

Зарегулированность весеннего паводка, следовательно, необходимость накопления русловых запасов вод для взламывания ледяного покрова являются доминирующими причинами в запаздывании ее вскрытия, по сравнению с притоками. Насколько можно судить по данным редкой сети станций в бассейне рр. Нижней и Подкаменной Тунгусок — рек, не подверженных озерному регулированию, они вскрываются более или менее одновременно со своими притоками, что также подтверждает высказанные положения о влиянии стока из оз. Байкала на режим вскрытия р. Ангары.

Режим вскрытия р. Лены [47а] имеет много сходных черт с р. Енисеем и поэтому нет необходимости на нем останавливаться.

Таблица 49

Скорость продвижения вскрытия р. Уссури в 1949 г.

Участки	Расстояние между створами (в км)	Годы	Скорость продвижения вскрытия (в км/час)	Превышение $\Delta H_{\text{вскр. нижнего створа над верхним}}$ (в см)
хут. Степановский —		1948	0,90	85
г. Лесозаводск . . .	108	1949	2,25	13
г. Лесозаводск —		1948	4,89	—42
с. Графское	117	1949	1,63	27
с. Графское —		1949	0,35	142
с. Княжевское . . .	17	1949	0,17	118
с. Княжевское —		1948	1,37	33
с. Тартышевка . . .	33	1949	—1,38	8
с. Тартышевка —		1948	Одновр.	102
с. Козловское	119	1949	4,97	—66
с. Козловское —		1948	1,71	—19
с. Венюково	82	1949	Одновр.	— 6
с. Венюково —		1948	2,29	33
с. Ново-Советское .	55	1949	0,76	145

Примечание. Превышение уровней вычислялось по формуле

$$\Delta H = (H_{\text{ниж. вскр}} - H_{\text{ниж. зим}}) - H_{\text{верх. вскр}} - (H_{\text{ниж. зим}}).$$

Расходы воды в день вскрытия р. Уссури и ее притоков

Пункт наблюдений	На каком километре впадает	Годы				
		1946	1947	1948	1949	1950
р. Уссури, хут. Степановский . .	587	61	—	116	52	191
р. Иман, с. Гоголевка . .	40	—	—	305	—	—
р. Бикин, ст. Звеньевая .	49	238	—	214	170	90
р. Хор, с. Ново-Хорье .	37	127	—	153	98	—

Сток р. Уссури вниз по течению увеличивается в несколько раз от талых вод, сбрасываемых густой сетью многоводных в это время притоков (табл. 50).

Поэтому представленная на рис. 63 связь между скоростью продвижения вскрытия и величиною приращения уровней несколько иного вида, чем на реке с меньшей интенсивностью нарастания верхового паводка, как это имеет место на р. Енисее на участке г. Енисейск — р. Подкаменная Тунгуска. Для р. Уссури с увеличением скорости продвижения вскрытия разница приращений уровней на нижних и верхних створах участков уменьшается, так как уменьшается и различие в изменениях водоносности главной реки на концах участков. От намечившейся закономерности в стороне оказались точки связи только по одному участку — с. Графское — с. Княжев-

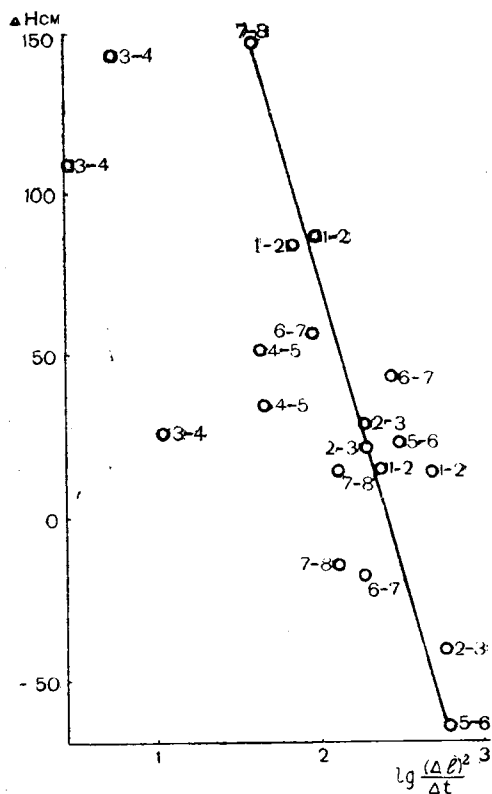


Рис. 62. График связи приращений уровня от низкого зимнего до ледохода и скорости продвижения вскрытия р. Уссури (числа при точках означают номера водомерных постов, ограничивающих участки, для которых вычислены скорости продвижения вскрытия).

1 — в/п хут. Степановский; 2 — в/п г. Лесозаводск; 3 — в/п с. Графское; 4 — в/п с. Княжевское; 5 — в/п с. Тартышевка; 6 — в/п с. Козловское; 7 — в/п с. Ванюково; 8 — в/п с. Ново-Советское.

ское, длина которого всего 17 км. Надо полагать, что на протяжении участка укладывается лишь часть кривой подпора от верхней кромки льда, т. е. создаются несколько отличные условия по сравнению с более длинными плесами.

Помимо отмеченного, местные эпизодического порядка факторы, влияющие на степень подготовки реки к вскрытию (подвижки, заторы, наледи и т. д.), в значительной степени видоизменяют описываемую связь, что и проявляется в некотором разбросе ее точек.

Реки ДВК во многих случаях обладают значительным падением, что сказывается на характере распределения сроков вскрытия по их длине.

В качестве примера изменения сроков вскрытия на реках этого района, протекающих с севера на юг, приводятся данные о сроках вскрытия и о высоте уровней по р. Зее (рис. 61). Характерно то, что все среднее течение этой реки — от ст. Бомнак до ст. Кухтерин Луг—вскрывается почти одновременно, хотя на этом протяжении (550 км) она спускается почти на 400 км к югу. Далее к устью сроки вскрытия наступают с резким опережением. Сроки наступления подвижек льда мало отличаются от дат

Таблица 51

Сроки и скорость распространения вскрытия на реках ДВК, протекающих в различных направлениях, в 1949 г.

Название реки и верхнего створа	Основное направление течения	Верховой створ			Дата вскрытия в устье	Продолжительность распространения вскры- тия (в часах)	Скорость распростра- нения вскрытия (в км/час)
		расстояние от устья (в км)	высота нуля графика н. у. м	дата вскрытия			
р. Зея, с. Дамбуки .	С севера на юг	773	262	6 V	25 IV	264	—2,93
р. Даубихэ, с. Анучино	С юга на север	766	182	6 V	22 IV	384	+2,00
р. Амгунь, с. Имру- ки, метстанция Хуларин	С юго-за- пада на се- веро-восток	693	(553)	10 V	7 V	72	—9,65
р. Амур, с. Вознесен- ское, с. Богород- ское	То же	543	(95)	4 V	7 V	72	+7,55
р. Бурей, с. Усть- Умалта	С северо- востока на юго-запад	789	35	26 IV	13 V	312	+2,52
		516	368	7 V	30 IV	168	—3,07

Примечание. Длина участка р. Амура от с. Вознесенского до с. Богородского.

вскрытия. Как правило, на р. Зее устьевая часть вскрывается ранее, чем верховья, в то время как на р. Уссури, протекающей в противоположном направлении, наблюдается обратная картина.

На графике высоты уровней вскрытия выделяется два участка с положительным их приращением вниз по реке и два с отрицательным, в общем же, начиная от створа Дамбуки происходит их уменьшение до низовий, где превышение уровней вскрытия над зимними устойчивыми незначительно и по абсолютной величине мало изменяется от створа к створу.

Скорость продвижения вскрытия, как это видно из табл. 51, по рекам с различным направлением течения изменяется сильно.

Данные табл. 51 чрезвычайно наглядно иллюстрируют влияние широтной зональности на скорость распространения вскрытия. На реках, протекающих с севера на юг и с северо-востока на юг, вскрытие распространяется вверх по реке (рр. Зея, Бурея), а на реках, ориентированных в противоположном направлении, — вниз по реке. Не выходит за пределы этого закона и р. Амгунь, однако самые ее верховья, заложенные на значительной высоте, вскрываются позже низовий и величина этого запаздывания из года в год значительно изменяется, в чем сказывается влияние фактора гидравлики потока.

На рис. 63 представлена связь между величиной падения рек и скоростью продвижения вскрытия вниз по течению. Несмотря на различные направления течения рек, связь оказалась линейного вида. Лишь одна точка — р. Амура несколько отклонилась в сторону преуменьшения фактора скорости, что, несомненно, определяется влиянием ее большой водоносности.

Р. Амур — наиболее крупная река ДВК, — протекая в общем с запада на восток, описывает огромную дугу, обращенную вогнутостью к югу. Почти все течение реки находится в однородном климатическом районе, только низовья реки располагаются в более суровых для весны условиях по сравнению с вышележащими ее частями. Поэтому вскрытие реки совершается приблизительно в одни и те же сроки, и только участок нижнего течения протяжением приблизительно в 700 км чем ближе к устью, тем позже освобождается от ледяного покрова, как это хорошо видно по рис. 64.

Хотя река на участке между в/п в/п Джалиндой и Кумарой спускается к югу приблизительно на два градуса, тем не менее сроки вскрытия на его протяжении вниз по течению запаздывают, а далее, южнее еще на четыре градуса они остаются неизменными, что объясняется влиянием орографических факторов на формирование весенних метеосиноптических условий. На юге описываемый участок реки оконтуривает окраину Зея-Буреинской низменности, представляющей как бы чашу, замкнутую со всех сторон значительными поднятиями, препятствующими проникновению в нее извне воздушных масс в весенний сезон. Только отрезок реки между в/п в/п с. Сталинским и с. Нижне-Спасским,

находящийся в зоне прорыва воздушных масс с юга — между Малым Хинганом и горами Надан-Хатала-Алиня, оказывается в наиболее благоприятных условиях для вскрытия, наблюдающегося здесь поэтому несколько ранее, чем в остальных частях реки, если не считать самого ее начала. Это влияние прорыва воздушных масс к северу и северо-востоку, видимо, быстро затухает.

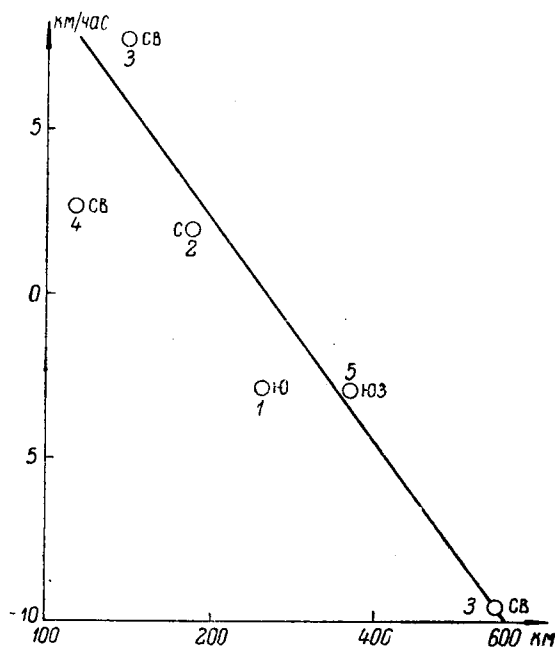


Рис. 63. График связи между падением и скоростью продвижения вскрытия вниз по течению на реках ДВК, 1949 г.

1 — р. Зея; 2 — р. Даубихэ-Уссури; 3 — р. Амгунь, п. Хуларин; 4 — р. Амур; 5 — р. Бурея (символы при точках связи означают основное направление течения).

Притоки, впадающие с левого берега, как и протекающие с севера на юг, не оказывают влияния на вскрытие главной реки, кроме р. Зеи, да и то повышающей к этому времени свою водоносность незначительно. Из притоков правобережья крупными являются только рр. Сунгари и Уссури, прочие невелики по размерам, стекают со значительных высот Большого и Малого Хингана и уже по этим причинам не могут оказывать влияния на время вскрытия главной реки.

Влияния р. Сунгари не представляется возможным учесть из-за отсутствия о ней данных, что же касается р. Уссури, то ее теплые воды обуславливают вскрытие прилегающего снизу к ее

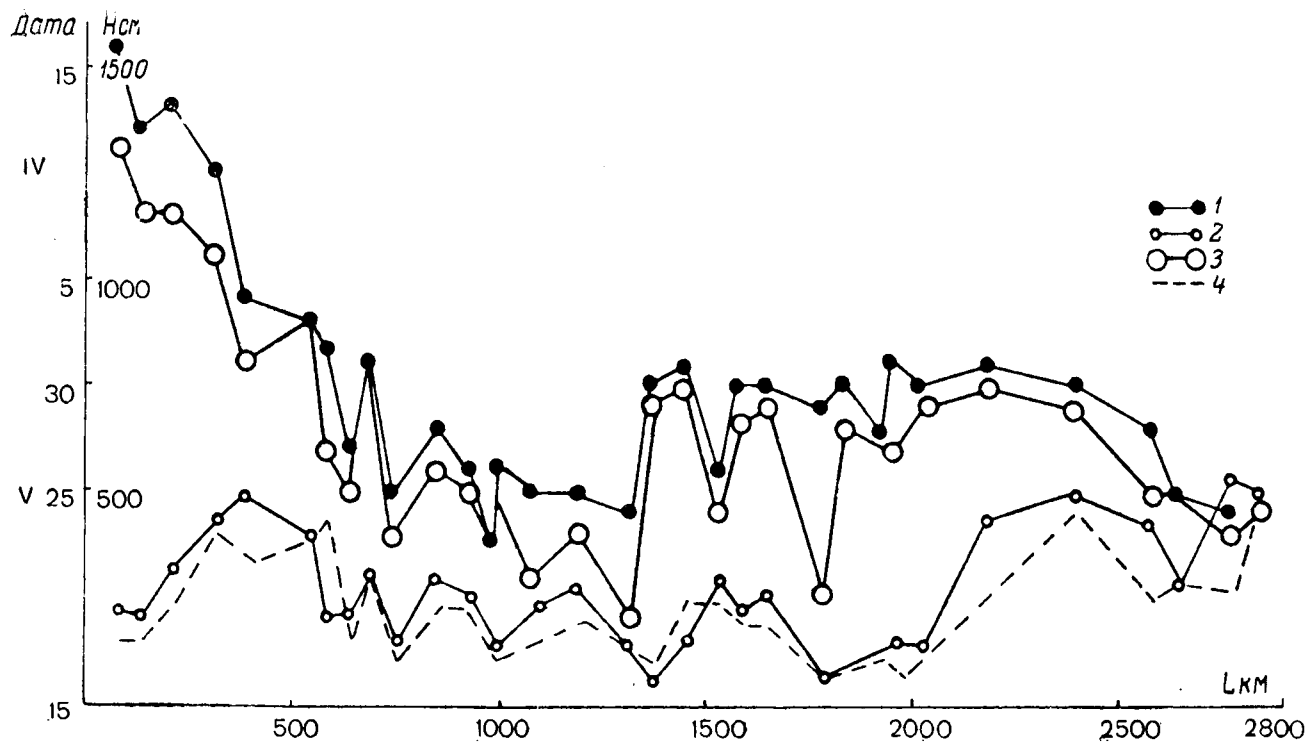


Рис. 64. Графики сроков подвижек льда, вскрытия и высоты уровней р. Амура, 1949 г.

1 — дата вскрытия; 2 — высота подъема уровней при вскрытии над предшествующим уровнем, устойчивым при ледяном покрове;
3 — дата подвижки льда; 4 — высота подъема уровней при подвижках льда над предшествующим устойчивым при ледяном покрове уровнем.

устью участка главной реки на 2—4 дня раньше вышележащей части. Однако это влияние р. Уссури на главную реку затухает уже на расстоянии 50—70 км (рис. 64).

Почти полная одновременность вскрытия р. Амура на громадном протяжении (2000 км) от ее начала до поворота на северо-восток определяет малую высоту уровней вскрытия, взламывание ледяного покрова под влиянием местных паводков и руслового накопления воды. В связи с этим подвижки льда и вскрытия совершаются при более или менее одинаковых по высоте уровнях. В отдельных случаях, как, например, в 1949 г., у в/п с. Пашково и с. Екатерино-Никольского подвижка льда

совершается при более высоких положениях уровней, чем при вскрытии. Наивысший уровень за паводок часто совпадает по времени и высоте с уровнем дня вскрытия и, как правило, относительно немного его превышает. Некоторым исключением является участок реки с юго-восточным направлением течения, между в/п в/п д. Кумарой и с. Екатерино-Никольским, длиной 800 км. Густая сеть притоков на этом участке реки, особенно по левобережью, приносит свои полые воды почти одновременно со вскрытием главной реки, что и определяет на ней формирование максимума уровней вслед за вскрытием. Кроме того, подпорные явления от нижележащих не вскрытых участков

Сроки вскрытия, приращения уровней и расходы воды в характер

Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Площадь бассейна (в км ²)	Начало весеннего подъема	
			дата уровень	расход воды модуль
р. Ветлуга				
с. Кажирово	681	9520	1 IV 294	—
с. Михайловицы	611	12 900	3 IV 66	16,3 1,26
г. Шарья	538	13 800	3 IV 135	—
г. Ветлуга	403	21 900	3 IV 50	21,0 0,91
с. Варнавино	270	27 800	3 IV 22	—
д. Дубники	217	28 600	2 IV 158	23,9 0,84
с. Воскресенское	172	35 000	1 IV 31	—
д. Мелковка	40	39 600	1 IV 264	—
р. Унжа				
г. Кологрив	334	10 800	26 III	11,8 1,09
пос. Мантурово	220	15 600	23 III	18,9 1,21
г. Макарьев	116	18 500	25 III	22,2 1,20

ные моменты весеннего сезона 1950 г. по рр. Ветлуге и Унже.

Подвижка льда			Вскрытие			Максимум паводка		Отставание максимума паводка от времени вскрытия (в днях)
дата приращение уровня	расход воды модуль	Q _{подв.} Q _{нач. подъема}	дата приращение уровня	расход воды модуль	Q _{вскр.} Q _{нач. подъема}	дата уровень	расход модуль	
13 IV 190	—	—	15 IV 248	—	—	22 IV 376	—	7
11 IV 233	14,3	14,3	15 IV 206	248 14,2	14,9	27 IV 370	569 43,2	12
15 IV 183	—	—	18 IV 235	—	—	30 IV 400	—	12
15 IV 191	259 11,8	12,3	16 IV 217	310 14,2	14,7	29; 30 IV 338	711 32,5	14
14 IV 146	—	—	16 IV 184	—	—	5 V 324	—	19
11 IV 61	103 2,58	4,3	14 IV 134	244 854	10,2	7 V 322	727 26,0	21
12 IV 98	—	—	15 IV 163	—	—	26 IV 349	—	11
13 IV 108	—	—	16 IV 13	—	—	30 IV 332	—	14
14 IV 9,45	8,7	8,7	17 IV 209 19,4	209 17,7	17,7	23 IV 59,3	640 59,3	6
13 IV 8,2	6,8	6,8	17 IV 13,5	210 11,1	11,1	24 IV 51,5	804 51,5	7
11; 13 IV 6,3	5,9	5,9	16 IV 165 8,8	165 7,4	7,4	26 IV 823 44,5	823 44,5	10

также значительно приподнимают уровни в освободившихся от льда участках. Далее, вниз по течению от этого участка, боковая приточность не играет особой роли, так как впадающие здесь притоки невелики по размерам и в период вскрытия главной реки, находятся в маловодном состоянии. Например, р. Б. Бира хотя и вскрывается раньше, чем р. Амур, но ее максимальный за весенний паводок уровень всего на 50—60 см выше устойчивого под ледяным покровом; на р. Уссури, наиболее в это время многоводной реке, он повышается на 1 и 1,2 м.

Таким образом, р. Амур в верхнем и среднем течении по режиму вскрытия во многом напоминает р. Обь в ее участке с широтным направлением течения.

Выше рассматривался режим вскрытия рек, протекающих преимущественно с юга на север. Реки, протекающие с севера на юг, располагаются главным образом в Европейской части территории Союза ССР. В частности, верхнее и среднее течение р. Волги с ее притоками представляет гидрографическую систему с потоками, текущими как с юга на север, так и в обратном направлении, а также и с запада на восток. Здесь изотермы периода весеннего снеготаяния протягиваются по широте и изменяются в пределах всего одного градуса среднемесячных значений температур воздуха.

Данные наблюдений показывают, что в этих метеорологических условиях притоки р. Волги, протекающие с севера на юг, не говоря уже о текущих в широтном направлении, вскрываются почти одновременно, как, например, р. Унжа. Даже такая крупная река, как Ветлуга, длиной более 700 км, только в нижнем течении вскрывается с некоторым опережением. В ее верховьях, где талые воды поступают в нее более или менее одновременно, вскрытие совпадает с наступлением максимума уровней, но чем далее вниз по течению оно продвигается, тем все более и более его опережает. На верхнем створе эта разница для 1950 г. была равна 7 дням, на 464 км ниже по течению (у в/п д. Дубники) она достигла 21 дня (табл. 52).

По этой части реки верховые воды проходят транзитом без значительных пополнений, что и определило на ее протяжении отмеченную правильность в отставании верховой паводочной волны от продвижения вскрытия.

Ниже, на участке между в/п в/п с. Дубниками и с. Воскресенским, река получает мощное боковое питание от таких притоков, как р. Уста, паводок которой совпадает со вскрытием главной артерии и скачком повышает ее расходы и уровни, ускоряя тем самым наступление максимума. Далее, в низовьях вновь выявляется та же тенденция в отставании гребня паводка от вскрытия реки.

Отставание паводочной волны от вскрытия и определяет об-

щую тенденцию в снижении сверху вниз по реке подъемов уровней этого времени.

Ту же тенденцию имеют и модули расходов воды, характерных моментов вскрытия. Подобное же явление наблюдается и на соседней реке — Унже, протекающей в том же направлении (табл. 52).

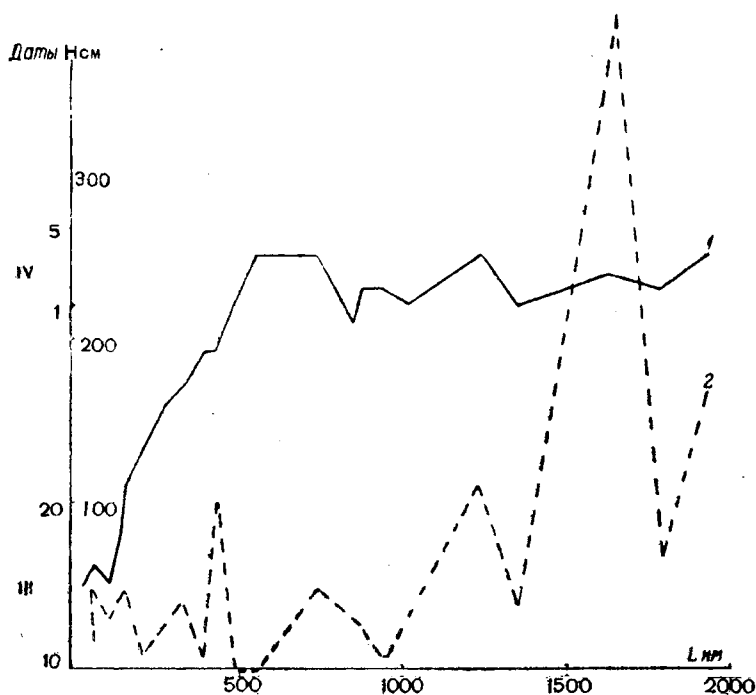


Рис. 65. Графики сроков вскрытия, приращений уровней для характерных моментов вскрытия р. Дона, 1950 г.

1 — дата вскрытия; 2 — высота вскрытия в приращениях уровней над низким зимним.

Такие большие реки, как Дон, Днепр, текущие с севера на юг, на значительном протяжении освобождаются от ледяного покрова также почти одновременно (табл. 53, рис. 65, 66). Это обстоятельство определяет относительно небольшую величину подъемов уровней в это время, за исключением самых верховий рек, где с густой сети притоков талые воды успевают поступить в реку до освобождения ее от ледяного покрова. Далее к югу основные притоки этих рек текут, за отдельными исключениями, с севера на юг и их вскрытия совершаются в тех же условиях, что и главных рек — при низких уровнях, а паводки проходят после, со значительным запозданием (табл. 52).

Таким образом, в силу гидрографических, а для Днепра, берущего начало с Валдайской возвышенности, и орографических

Сроки вскрытия, приращения уровней и расходы воды в характерные моменты р. Дон, 1950 г.

№ в/п	Пункт наблюдений	Расстояние от устья (в км)	Площадь бассей-на (в км²)	Начало подь-ема уровней		Подвижка льда		Вскрытие		Максимум паводка		Отставание максимума	
				дата уровень	расход модуль	дата уровень	расход модуль	дата уровень	расход модуль	дата уровень	расход модуль	от вскры-тия (в днях)	от начала подьема
1	г. Епифань	1921	686	31 III 148	—	2 IV 48	—	4 IV 168	—	6 IV 271	—	2	6
2	г. Данков	1791	5 020	30 III 198	—	—	—	2 IV 66	—	6 IV 381	—	4	6
3	г. Задонск	1647	31 200	30 III 207	—	1 IV 71	—	3 IV 397	—	6 IV 493	—	3	7
4	стан. Лиски	1352	69 100	25 III 126	—	—	—	1 IV 41	—	11 IV 301	—	10	17
5	г. Павловск	1226	84 000	26 III 70	—	1 IV 96	—	4 IV 112	—	11 IV 256	—	10	19
6	стан. Казанская	1020	102 000	30 III 161	342	—	—	1 IV 25	402	18 IV 257	984	17	19
7	стан. Вешенская	941	106 000	1 IV 188	—	—	—	2 IV 4	—	20 IV 172	—	18	19
8	стан. Усть-Хоперская	878	169 000	30 III 157	—	10 III 0	—	2 IV 25	—	19 IV 191	—	17	20
9	хут. Хованский	868	169 000	31 III 144	379	—	—	1 IV 18	442	19 IV 194	1320	18	19
10	г. Серафимович	850	204 000	27 III 192	—	29 III 7	—	31 III 30	—	18 IV 228	—	18	22

11	хут. Каменский	746	207 000	1 IV 72	—	—	—	3 IV 55	—	20 IV 356	—	—	17	19
12	стан. Трех-Островянская	640	219 000	31 III 158	—	—	—	3 IV 20	—	21 IV 170	—	—	18	21
13	г. Калач	565	222 000	29 III 125	504	30 III 0	523	3 IV —2	594	22 IV 188	1480	—	19	24
14	стан. Нижне-Чирская	492	240 000	29 III 136	2,27	30 III 1	2,36	1 IV —4	2,67	24 IV 247	6,67	—	23	26
15	стан. Потемкинская	439	241 000	14 III —40	—	25 III 88	—	29 III 104	—	24 IV 339	—	—	26	—
16	стан. Нагавская	392	246 000	27 III 147	—	—	—	29 III 110	—	25 IV 206	—	—	27	29
17	стан. Цимлянская	334	251 000	16 III 2	—	26 III 56	—	27 III 44	—	27 IV 310	—	—	31	42
18	стан. Камышевская	282	253 000	16 III 112	—	—	—	26 III 28	—	27 IV 344	—	—	32	42
19	пос. Константиновский	205	257 000	14 III 80	—	22 III 4	—	23 III 12	—	29 IV 248	—	—	37	46
20	стан. Раздорская	151	378 000	3 III 146	291	20 III 54	584	21 III 53	595	30 IV 212	1640	—	40	58
21	стан. Мелеховская	140	378 000	4 III 106	0,77	17 III 45	1,54	18 III 45	1,57	30 IV 204	4,34	—	43	57
22	стан. Багаевская	112	378 000	5 III 44	—	14 III 38	—	15 III 31	—	29 IV 207	—	—	45	55
23	стан. Старочеркасская	76	414 000	4 III 48	—	15 III 34	—	16 III 19	—	29 IV 170	—	—	44	56
24	стан. Аксайская	62	420 000	4 III 42	—	—	—	15 III 44	—	29 IV 126	—	—	45	56

причин, весенний паводок приобретает транзитный характер и лишь в особо приточных участках видоизменяется местным стоком.

На р. Дону на протяжении первых 300 км отставание гребня паводка от вскрытия было порядка 2—3 дней.

Ниже, на участке между створами Лиски—Павловск это отставание составляло 9—10 дней, в 2,5—3 раза больше, и снова почти вдвое, увеличилось от этого последнего пункта до створа в/п стан. Казанской (17 дней), а далее на протяжении 500 км почти не изменялось. К югу от в/п хут. Рычкова до в/п стан. Богаевской происходило прогрессивное отставание паводка от времени вскрытия.

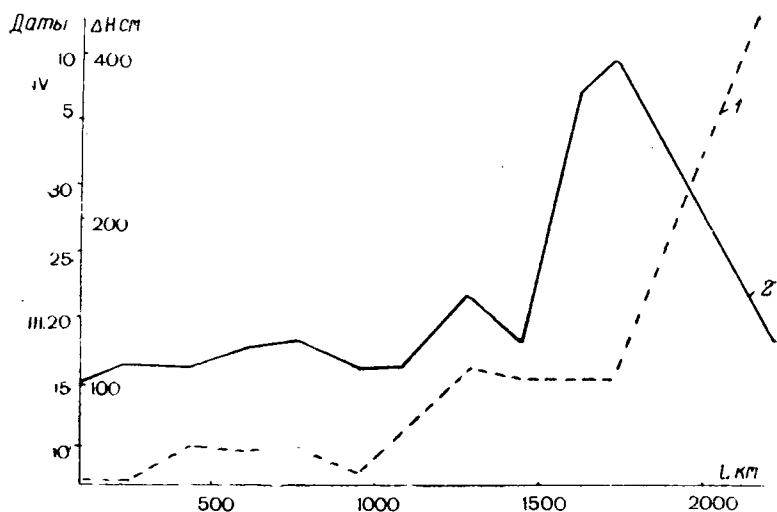


Рис. 66. Графики сроков вскрытия и приращений уровней р. Днепра, 1936 г.

1 — сроки вскрытия; 2 — высота вскрытия в приращениях уровней от низкого зимнего.

Описанный характер сочетаний времени вскрытия и прохождения гребня паводка определяется гидрографическими условиями, а именно: на участках реки, ориентированных в своем течении с севера на юг, отставание паводка от времени вскрытия становится прогрессивным, как это имело место от верховий до створа в/п стан. Казанской. На участке с широтным направлением течения — от створа в/п стан. Казанской до в/п стан. Трех-Островянской, эта разница стабильна, так как в условиях одновременного вскрытия главной реки паводки притоков (рр. Битюг, Хопер, Медведица и др.) на несколько дней опережают ее паводок и своей водной массой формируют местные, раньше проходящие волны. В частности, в 1950 г. гребень паводка проходил

по этому последнему участку реки и по ее притокам в следующие сроки (рис. 67):

р. Дон у в/п стан. Вешенской (выше устья р. Хопра	20 IV
р. Хопер у устья	17 IV
р. Дон у в/п стан. Усть-Хоперской (ниже впадения р. Хопра)	19 IV
р. Медведица у устья	16 IV
р. Дон у в/п г. Серафимовича (ниже впадения р. Медведицы)	18 IV

На р. Днестре в связи со значительной высотой заложения истоков вскрытие этой ее части совершается на 15—30 дней позже, чем в среднем, и на 25—40 дней позже, чем в нижнем течении.

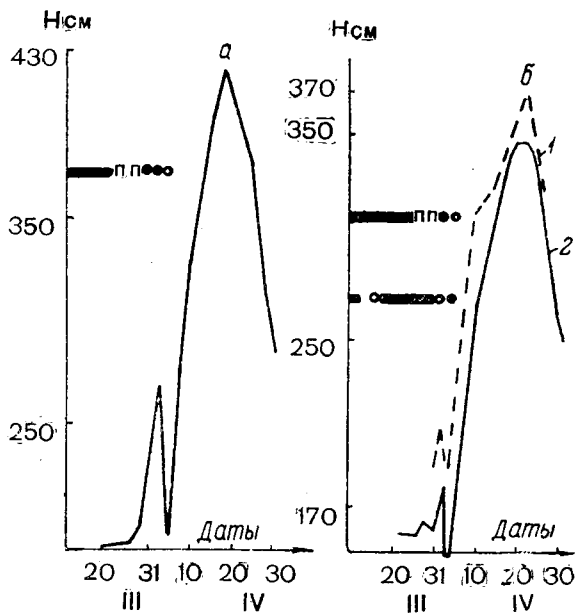


Рис. 67. Графики колебаний уровней р. Дона, 1950 г.

а — для в/п г. Серафимовича; б — для в/п в/п: 1 — стан. Вешенской, 2 — стан. Усть-Хоперской.

Поэтому эта верхняя часть реки и не отличается высотой подъёмов уровней при вскрытии; наоборот, последние значительно приподнимаются на участке с широтным направлением течения, где река представляется окраинным потоком, в котором концентрируются воды, сбегаящие с южных склонов Валдайской возвышенности. С поворотом на юг р. Днестр подпитывается водами притоков, как уже отмечено, протекающих в основном в том же направлении. Вследствие этого тепловой фактор становится доминирующим во вскрытии, которое опережает паводок полых вод, подходящий с верха реки, и чем ниже по течению, тем это опережение происходит на больший отрезок времени.

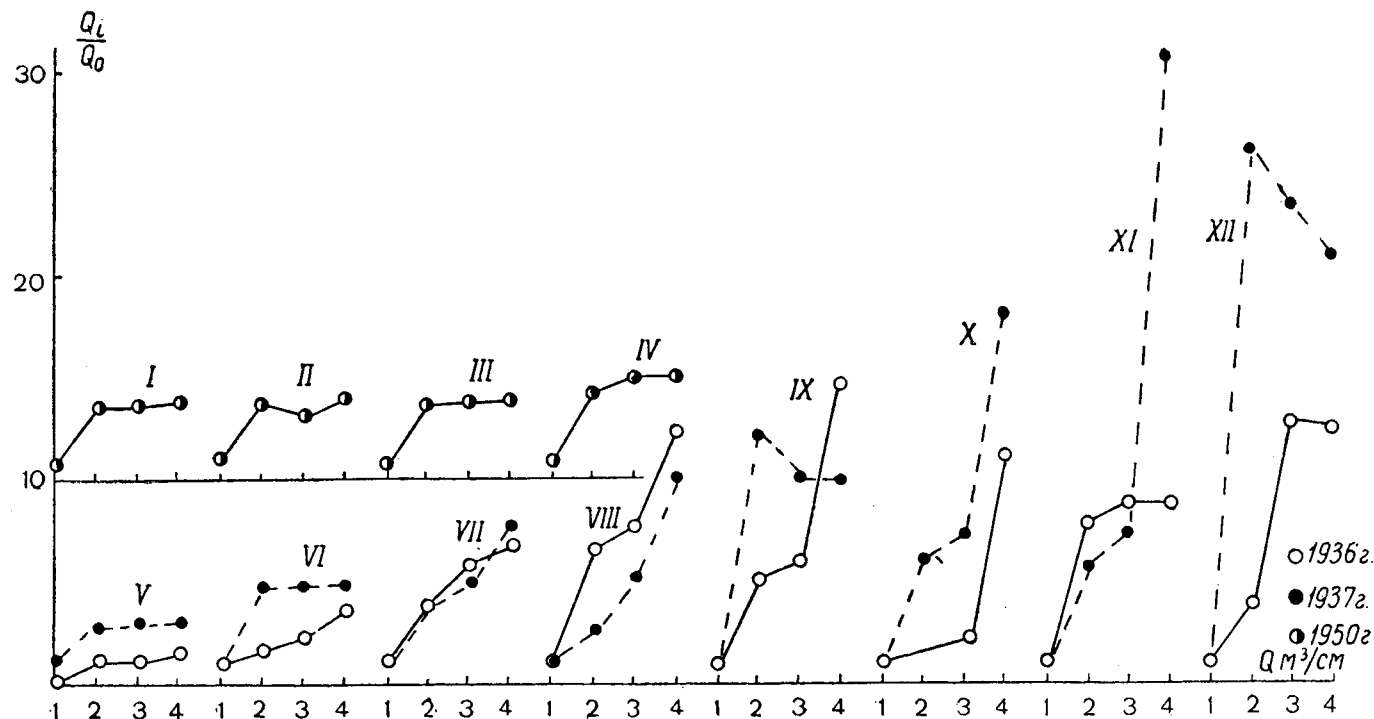


Рис. 68. Графики отношений значений расходов воды характерных моментов вскрытия Q_i к величине устойчивого расхода под ледяным покровом Q_0 рр. Днепра и Дона.

Р. Дон: I — в/п стан. Раздорская; II — в/п г. Калач; III — в/п хут. Хованский; IV — в/п стан. Казанская. Р. Днепр: V — в/п г. Верхнеднепровск; VI — в/п г. Киев; VII — в/п г. Жлобин; VIII — в/п г. Могилев; IX — в/п г. Орша; X — в/п г. Смоленск; XI — в/п г. Дорогобуж; XII — в/п с. Болшево. 1-4 — то же, что и на рис. 55.

Расходы воды за характерные моменты вскрытия на средних по величине реках описываемой ориентировки течения, например на рр. Унже и Ветлуге, вниз к устью не увеличиваются, а их отношения к устойчивому его значению под ледяным покровом ощутимо уменьшаются (табл. 52). Изменения этих отношений расходов воды за характерные моменты вскрытия на рр. Дону и Днепре представлены на рис. 68.

На графиках отношений значений расходов воды характерных моментов вскрытия к величине устойчивого расхода под ледяным покровом выделяется тенденция к закономерному уменьшению этих отношений сверху вниз по течению, в противоположность крупным рекам, протекающим с юга на север, на которых они от истоков к устью увеличиваются.

Для среднего течения р. Дона, вскрывающегося практически одновременно, коэффициенты расходов подвижек ледяного покрова и вскрытия имеют значения, порядка 3, а среднего и нижнего течения р. Днепра 1—3.

Для р. Унжи и Ветлуги, расположенных значительно севернее, эти коэффициенты много больше (5—20), что определяется высоким весенним стоком.

Поскольку водоносность рек при вскрытии при прочих равных условиях зависит от интенсивности подвода вод по сети притоков, то должна существовать связь между плотностью речной сети и модулями вскрытия, что и подтверждается рис. 69, на котором представлена такая зависимость для рек, протекающих в местностях с близкими физико-географическими и климатическими условиями.

Так как величина подъема уровней при вскрытии определяется тем, насколько оно опережает время прохождения гребня паводка, то должна существовать связь между величиной подъема уровней и величиной опережения. Такая связь представлена на рис. 70 для рр. Дона и Ветлуги. Точки связи на графике в поле координат располагаются несколькими группами по линейным зависимостям.

Каждая из групп точек связи соответствует определенному участку реки. Так, для р. Дона на кр. I лежат точки верхнего и среднего течения, т. е. участков в общем с юго-восточным направлением течения и со значительной боковой приточностью в период вскрытия. Кр. II соответствует малоприточному участку с направлением течения на юго-запад, но увеличение водности

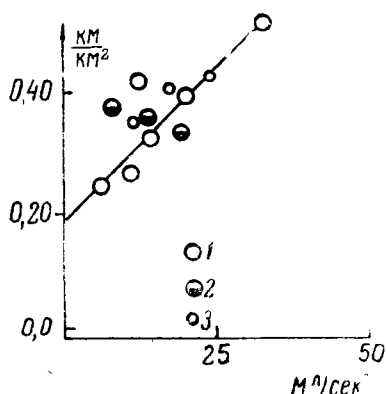


Рис. 69. Связь модулей расходов вскрытия с плотностью речной сети, 1950 г.

1 — р. Ока; 2 — р. Ветлуга; 3 — р. Сура.

мало развитой сети притоков здесь совпадает со вскрытием главной реки, кр. III соответствует участку, расположенному ниже впадения рр. Сев. Донца и Сала, т. е. почти бесприточному.

Наличие трех, а не одной кривой связи показывает, что одна кривая связи наблюдается только до тех пор, пока не меняются гидрографические условия главным образом в части подвода сетью притоков паводочных вод в главную реку ко времени ее вскрытия.

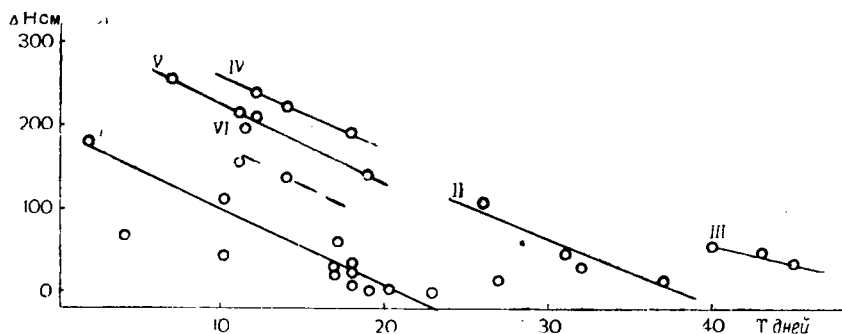


Рис. 70. Связь между приращением уровней от низкого зимнего до вскрытия и временем запаздывания прохождения гребня паводка рр. Дона и Ветлуги, 1950 г.

I, II, III — для р. Дона; IV, V, VI — для р. Ветлуги.

Распределение точек по кривым связей показывает, что в начале каждого из выделившихся участков вскрытие совершается при более интенсивном подъеме уровней, чем в нижних их частях.

Тот же характер имеет и соответствующая связь для р. Ветлуги, точки которой для водомерных постов, расположенных непосредственно ниже впадения притоков, расположились по кр. IV, концов бесприточных участков — по кр. V, а нижнего течения — по кр. VI, что опять-таки отражает специфику рисунка гидрографической сети на общем фоне зависимости высоты вскрытия от степени запаздывания в прохождении паводка по отношению к срокам вскрытия.

Из рек бассейна верхней Волги, протекающих с юга на север и на северо-восток, рассматриваются Ока, Сура, Свияга, а с запада на восток — верхняя и средняя Волга.

Р. Ока на своем протяжении неоднократно меняет направление течения, что отражается и на характере процессов вскрытия. На участках, ориентированных с юга на север, как, например, от г. Орла до г. Калуги, вскрытие вниз по течению запаздывает, что вызывает и нарастание высоты вскрытия. На участках с направлением течения по широте оно совершается почти одновременно, а на ориентированных с юго-запада на северо-восток снова проявляется закономерность распределения сроков вскрытия

вниз по течению, свойственная потокам, текущим с юга на север. Наоборот, на отрезках реки с направлением течения с северо-запада на юго-восток вскрытие опять происходит почти одновременно (рис. 71).

Рр. Сура и Свияга протекают почти точно по меридиану, только в верховьях на первой из них направление течения близко к широтному. В отличие от рек, протекающих с севера на юг, на них вскрытие совершается при высоко поднявшихся уровнях. Таким образом, и в этом районе наблюдается та же картина вскрытия, что и на рр. Сев. Двине, Енисее, Лене и т. п.

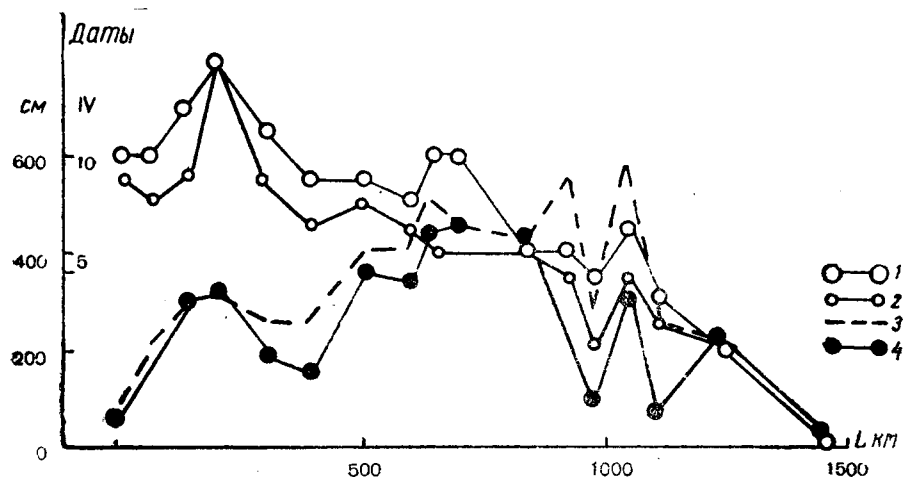


Рис. 71. Графики сроков вскрытия и приращений уровней р. Оки, 1949 г. 1 — сроки вскрытия; 2 — сроки подвижек льда; 3 — высота уровней при вскрытии в их приращении от низкого зимнего уровня; 4 — то же для подвижек льда.

Запаздывание сроков вскрытия вниз по течению на рр. Суре и Свияге, а также на указанном отрезке р. Оки с меридиональным направлением течения несколько изменяется от года к году, сохраняя общий характер. Так, например, на р. Суре в 1949 г. оно было равно 8, а в 1950 г. — 9 дням. На отдельных участках вскрытие ежегодно бывает особенно поздним по сравнению с выше- и нижележащими участками, как на р. Суре у в/п в/п д. Кадышево и д. Козловки, на р. Оке у с. Шукино, г. Рязани и г. Муром. Местные морфометрические и гидрологические условия определяют эту частную задержку вскрытия на 1—5 суток.

Приращения уровней от зимнего минимума ко времени подвижек и вскрытия льда сверху вниз по р. Суре увеличиваются, а на р. Оке такое нарастание уровней происходит лишь до половины участка среднего течения, а далее, вниз до самого устья оно уменьшается.

На устьевых участках это приращение уровней мало, что определяется главным образом характером сочетания режимов вскрытия этих рек с паводочным режимом р. Волги.

Изменение водоносности р. Оки в период вскрытия невелико при общей тенденции снижения вниз по реке ее относительных значений. Только в верховьях (у г. Орла) подвижка ледяного покрова и вскрытие совершаются при большом увеличении расходов воды — в 40—50 раз по сравнению с устойчивым их значением под ледяным покровом (рис. 72).

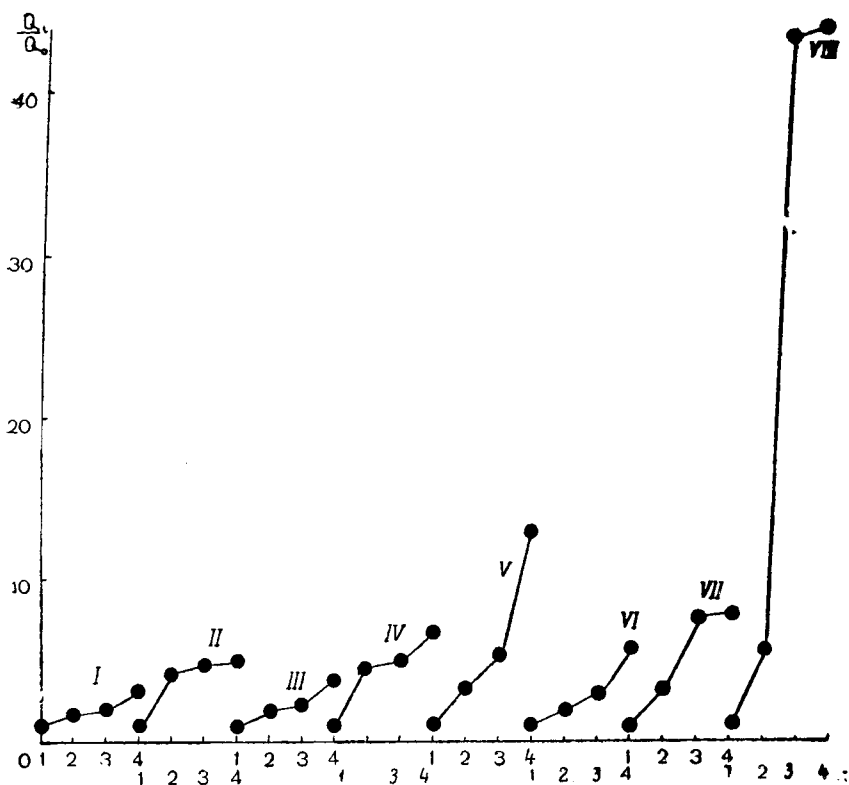


Рис. 72. Графики отношений значений расходов воды характерных моментов вскрытия к величине устойчивого расхода под ледяным покровом Q_0 . Р. Ока, 1950 г.

I — в/п с. Новинки; II — в/п г. Муром; III — в/п г. Касимов; IV — в/п с. Половское; V — в/п г. Кашира; VI — в/п г. Калуга; VII — в/п г. Белев; VIII — в/п г. Орел; 1—4 — то же, что и на рис. 55.

Притоки р. Оки вскрываются более или менее одновременно с ней.

Распределение сроков вскрытия по территории весьма неравномерно, как об этом можно судить по карте изохрон вскрытия, составленной за 1950 г. Изохронами за 8 и 9 апреля, проходящими в общем с юго-востока на северо-запад, весь район разделяется на две половины: юго-западную с ранними вскрытиями рек и с редко расположенными изолиниями и северо-восточную с поздними их датами. По юго-западной окраине этой второй по-

ловины района изохроны значительно сгущаются, а далее на северо-востоке, снова становятся разреженными.

Ход изохрон сильно нарушен глубоко вдающимися языками ранних и поздних вскрытий, первых — протянувшихся с запада на восток по левобережным притокам р. Клязьмы до устья р. Оки, ось вторых направлена с востока-северо-востока на запад-юго-запад от участка р. Волги Чебоксары—Горький на нижнее течение р. Течи, к Оке у г. Рязани.

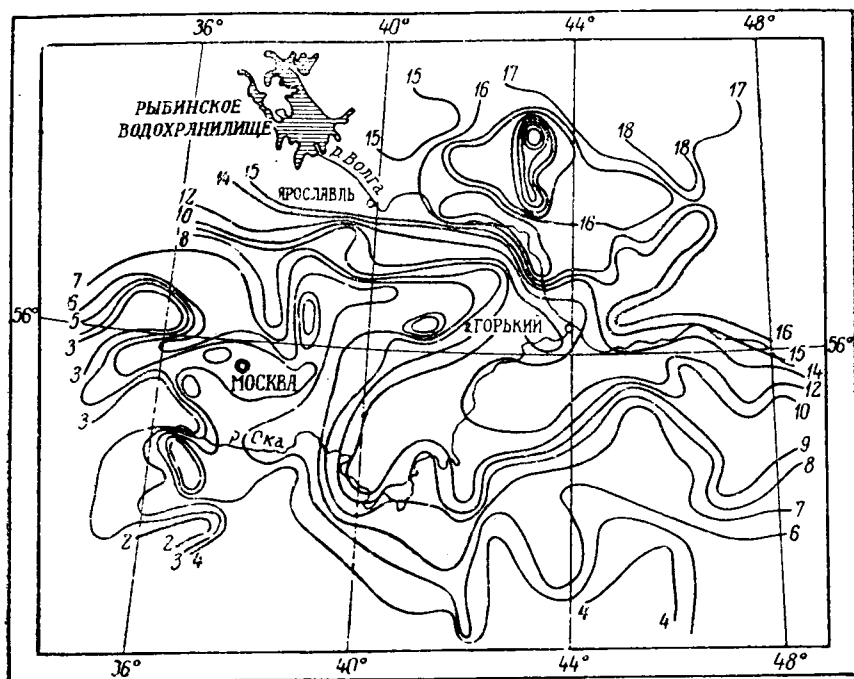


Рис. 73. Изохроны вскрытия в бассейне верхней Волги, апрель 1950 г.

Такого рода расположение изохрон (рис. 73) определено особенностями синоптических процессов в 1950 г., имевших следующий характер.

4 и 5 апреля по меридиану г. Смоленска с юга на север проходил циклон, периферия которого захватила юго-западную окраину описываемого района, обусловив в нем вскрытие рек. Именно этот циклон и определил появление отмеченного языка изохрон ранних вскрытий по левым притокам р. Клязьмы. 6 апреля наступила некоторая адвекция холода, главным образом из района г. Горького, еще более усилившаяся 7 апреля.

Поэтому вскрытие, охватившее до 7 апреля рр. Суру, Мокшу. Оку выше Рязани, Протву и Москву задержалось в своем продвижении к северу и северо-востоку. Эта задержка во вскрытии

была усугублена дальнейшим похолоданием 8 и 9 апреля под действием развившегося на севере ЕТС антициклона, влияние которого распространилось от р. Волги в участке Ярославль—Чебоксары на левые ее притоки и на низовья р. Оки. Это последнее похолодание и определило образование описанного языка изохрон поздних вскрытий на нижней Оке.

Пониженные температуры в этом последнем районе держались еще и 10 апреля. Затем вследствие возникновения южных потоков началось быстрое повышение температур воздуха, подошедшее к району отмеченного участка р. Волги только к 13 апреля. Одновременно в связи с переходом восточных потоков на южные по западной периферии вошедшего на Урал антициклона началось повышение температур и у г. Горького к 14 апреля достигло 10°. Это интенсивное повышение и вызвало вскрытие р. Волги в отмеченном участке, а также ее левобережных притоков.

Описанными похолоданиями с последующим потеплением и определился тот значительный градиент в сроках вскрытия рек, который так рельефно выделяет на карте изохрон северо-восточную часть района со сроками вскрытия 13—14 апреля.

Что касается сроков вскрытия самой р. Волги, то до строительства Щербаковского водохранилища в пределах рассматриваемого участка (от верховий до устья р. Камы) оно распространялось с довольно однообразной скоростью вниз по реке (рис. 74).

Разница в сроках вскрытия в верхней части участка (г. Ржев) и в нижней (устье р. Камы) невелика: в год с поздними сроками вскрытия (1936 г.)—8 дней, с ранними (1937 г.)—11 дней, что дает скорость продвижения вскрытия соответственно 9,3—6,0 км/час.

Несколько замедленное распространение вскрытия на участке от г. Калинина до г. Щербакова объясняется северо-восточным направлением течения реки на этом участке, т. е. почти перпендикулярного весенним изотермам. От г. Ярославля до впадения р. Камы река течет на восток-юго-восток; в этом направлении температуры воздуха в период вскрытия мало изменяются, в связи с чем вскрытие этой части реки происходит более или менее одновременно.

Приращение уровней к вскрытию на описываемом участке реки далеко не одинаково, в верховьях оно невелико, а от г. Калинина до г. Рыбинска и в отдельные годы до Ярославля интенсивно увеличивалось; ниже по течению приращения меньше. Увеличение приращений уровней ко времени вскрытия вниз по реке до г. Ярославля определяется характером распределения речной сети, густота которой до этого пункта становится больше, а далее уменьшается. Частные особенности в распределении приращений уровней создаются влияниями изменений метеорологических факторов снеготаяния.

После реконструкции реки ниже Щербаковского водохранилища, создалась зона ранних вскрытий, причем непосредственно ниже плотины река стала вскрываться в начале февраля, но уже к Тутаеву—Ярославию его влияние перестает чувствоваться, как это видно по данным за 1950 г. (рис. 74). Приращения уровней ко времени вскрытия в результате влияния плотины оказываются незначительными из-за регулирующего влияния водохрани-

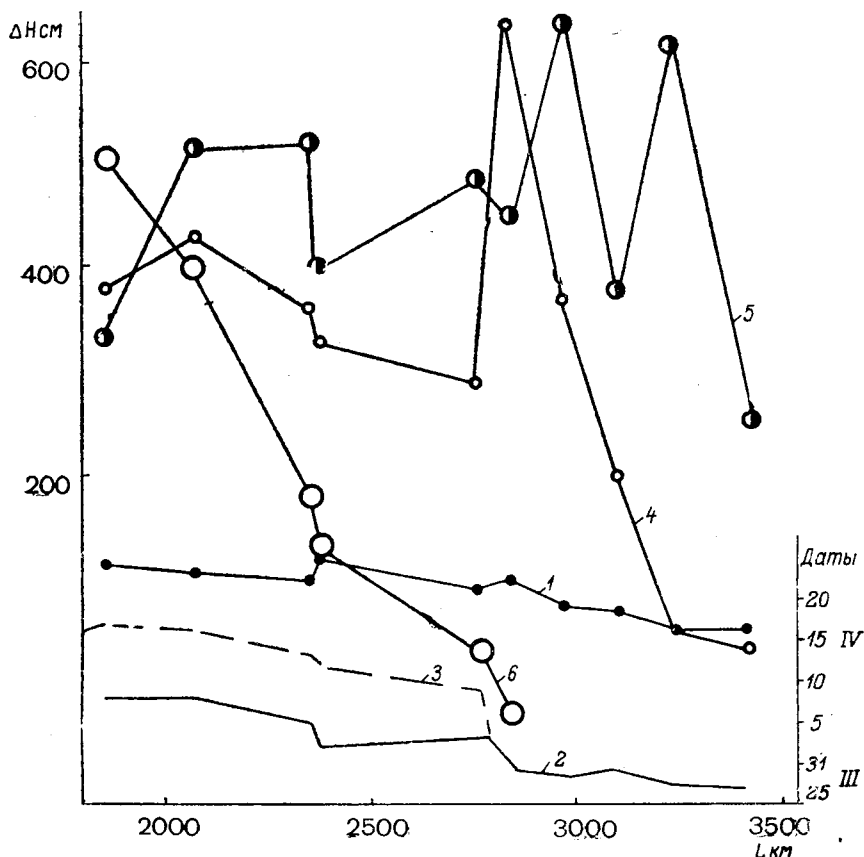


Рис. 74. Графики сроков вскрытия и приращений уровней р. Волги. 1, 2, 3 — сроки вскрытия соответственно для 1936, 1937 и 1950 гг.; 4, 5, 6 — приращение уровней на день вскрытия от низкого зимнего соответственно для 1936, 1937 и 1950 гг.

лища, но по мере впадения притоков они увеличиваются, в особенности от впадения рр. Костромы, Инжи, Ветлуги, Оки.

Если р. Волга в рассматриваемом участке протекает из областей с более ранними вскрытиями в районы с более поздними вскрытиями, то р. Зап. Двина, наоборот, вскрывается раньше в нижнем течении и позже в верхнем. На р. Волге разница в сроках вскрытия у г. Ржева и у камского устья — порядка 10 дней,

а для р. Зап. Двины, при том же протяжении эта разница достигает 20—25 дней. На первой реке высотная и широтная зональность влияют в разные стороны, на второй реке — в одну сторону, что и определило столь резкое различие в распространении по ним вскрытий.

На Зап. Двине вскрытие почти одновременно охватывает участок от устья до г. Витебска, а далее вверх распространяется со значительной скоростью (рис. 75).

Годы	Скорость распространения (в км/час)
1936	1,1
1946	0,9
1950	2,3

Как видно из приведенных цифр, скорость распространения вскрытия на этом участке меняется более чем вдвое.

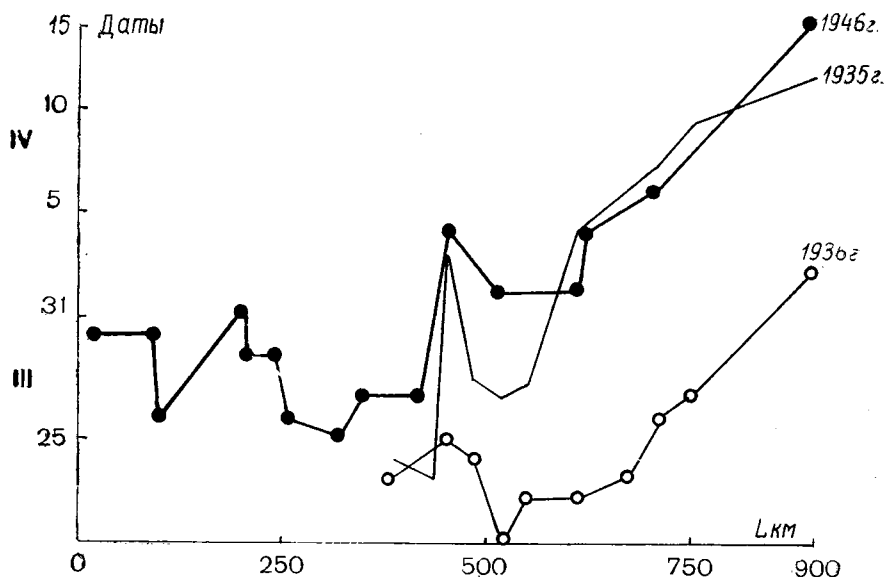


Рис. 75. Графики сроков вскрытий р. Зап. Двины.

Порожистый характер реки значительно влияет на ледовое ее состояние, в том числе и на сроки вскрытия, что охарактеризовано в докладе П. П. Стакле [49] на IV гидрологической конференции Балтийских стран.

Приращения высоты уровней ко времени вскрытия увеличиваются от верховьев до г. Полоцка, а далее вниз до г. Даугавпилса они понижаются.

По совмещенным графикам приращений уровней видно, что створ г. Полоцка для всех лет характеризуется наибольшими их величинами.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Можно выделить две группы процессов, влияющих на распространение вскрытия по рекам. В первую группу входят процессы, определяющие время, направление и скорость распространения вскрытия. Они определяются метеосиноптическими условиями, в общем имеющими зональный характер. Специфика этих условий для каждого конкретного года, как это показано на примерах рр. Оки, Оби и Енисея, значительно видоизменяет распределение изохрон вскрытия. Во вторую группу входят процессы динамического порядка (подъемы уровней при вскрытии и ледовые явления).

2. Гидрографические особенности рек, из которых первенствующее значение имеют их размеры и направление течения, значительно влияют на скорость продвижения по ним вскрытия. На реках с направлением течения, перпендикулярным к осям переноса воздушных масс, оно совершается более или менее одновременно, на текущих в том же направлении — замедленно и, наоборот, ускоренно — при встречном течении. Малые реки вскрываются почти одновременно.

3. Влияние высотной зональности, как это показано на примерах рек Дальнего Востока, проявляется исключительно сильно и при достаточных падениях рек совершенно затушевывает влияние широтной зональности на вскрытие.

4. Приращения уровней от зимних устойчивых до момента вскрытия, в общем, связываются с упомянутыми основными гидрографическими свойствами водных объектов. Для рек, текущих с юга на север, подпорная кривая от кромки ледяного покрова скачкообразно перемещается вниз по реке с тенденцией к увеличению высоты подпора, как это хорошо прослеживается по рр. Сев. Двине и Енисею.

Величина подпора в основном определяется сопротивлением еще не вскрывшегося русла продвижению паводочной волны и ее мощностью. Последнее связывает высоту приращений уровней при вскрытии со степенью концентрации речной сети в бассейнах (рис. 69). На крупных реках, протекающих с севера на юг, вскрытие совершается при уровнях, тем более близких к зимним низким, чем больше разница во времени между ним и подходом с верховьев паводка талых вод.

5. Подъемы уровней при заторах определяются относительной их высотой при начале формирования и мощностью паводка.

ГЛАВА VII

СРОКИ ВСКРЫТИЙ И ЗАМЕРЗАНИЙ РЕК СССР

СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сроки вскрытий и замерзаний являются характеристиками режима рек, имеющими большое практическое значение, и поэтому сведения о них собирались уже давно. Еще М. В. Ломоносов рассылал по всем городам государства анкеты с вопросами о времени вскрытий и замерзаний рек.

По отдельным рекам эти сведения имеются за весьма длительный период; так, например, по р. Зап. Двине у г. Риги с 1530 г., по р. Неве у С.-Петербурга с 1706 г., по р. Москве у г. Москвы с 1806 г., по р. Каме у г. Перми с 1787 г., по р. Сев. Двине у г. Архангельска с 1734 г., по р. Оби у г. Барнаула с 1751 г.

Однако систематические наблюдения над вскрытиями и замерзаниями рек, в широком масштабе, стали производиться начиная с 1848 г. после организации сети метеорологических станций, в состав работ которых они были включены как обязательные. В 1857 г. К. С. Веселовским [124] по данным наблюдений этих станций была составлена первая сводка сведений о сроках вскрытий и замерзаний рек.

В 1886 г. был опубликован капитальный труд М. А. Рыкачева [123], в котором подробно освещался этот вопрос. В своей работе М. А. Рыкачев использовал большое количество пунктов наблюдений, что позволило ему составить карты средних сроков вскрытий, замерзаний и продолжительности ледоставного периода. Для выведения средних сроков М. А. Рыкачевым проведено обстоятельное исследование приведения коротких рядов к длинным, в результате которого он пришел к заключению, что для вывода средних многолетних сроков вскрытий и замерзаний вполне достаточен ряд продолжительностью в 30 лет. Однако вследствие малого количества рядов такой продолжительности для построения карт средних сроков вскрытий и замерзаний рек им были использованы короткие серии наблюдений. Особенно

мало сведений в распоряжении М. А. Рыкачева было по Сибири и поэтому составленные им для нее карты имеют ориентировочный характер. При анализе материалов М. А. Рыкачев учитывал особенности течения рек, влияющих аномально на процессы вскрытия и замерзания.

В 1906 и 1909 гг. были опубликованы работы В. Б. Шостаковича [12, 13]; в первой из них рассмотрены связи между водоносностью рек и сроками замерзания, а также между этими последними и суммами отрицательных температур воздуха, накапливающихся к моменту замерзания рек. Во второй работе приведены карты вскрытий и замерзаний рек Сибири, выполненные по значительно большему числу пунктов наблюдений, чем составленные М. А. Рыкачевым.

Произведя ориентировочный расчет таяния льда от тепла, поступающего снизу от речного потока и сверху от воздуха, и сравнив эти данные с наблюдаемыми, В. Б. Шостакович пришел к выводу, что толщина льда на реках к моменту вскрытия уменьшается в среднем на 30%, и таяние происходит главным образом с нижней поверхности льда.

Им же впервые высказана мысль о том, что на реках, протекающих с юга на север, основным фактором во вскрытии является механическая энергия воды. «Низовья таких рек вскрываются значительно раньше, чем следовало бы по температуре». Наоборот, у крупных рек, текущих к югу, в низовьях вскрытие совершается много раньше прихода талых вод с верховьев. Этот разрыв во времени увеличивается по мере удаления от верховьев к низовьям и, например, для рр. Волги, Дона, Днепра закономерность его изменения может быть выражена уравнением

$$y = 0,03x - 22,$$

где y — число дней в промежутке времени от даты вскрытия до даты наступления максимума уровней, x — расстояние от истока до створа наблюдения (в км.) Средняя квадратичная ошибка $\delta = \pm 20\%$. Поэтому суммы тепла, необходимые для вскрытия больших сибирских рек Оби, Енисея, Лены постепенно к низовьям уменьшаются. Для рек, текущих на юг, как, например, для Волги, эти суммы в различных пунктах приблизительно одинаковы.

Е. Ней [125] нашел, что для вскрытия и замерзания р. Волги накапливаются в среднем следующие суммы тепла и холода (в °С):

Пункт наблюдений	Сумма тепла (в °С)	Сумма холода (в °С)
г. Куйбышев	32,2	153,9
г. Саратов	45,7	112,6
г. Сталинград	52,3	81,6

Ежегодные значения сумм тепла колеблются, по данным этого исследователя, в весьма больших пределах, например за пе-

риод с 1870 по 1900 г. на р. Волге у г. Казани они четыре раза были отрицательными и в 1882 г. снизились до $-30^{\circ},9$, а у г. Астрахани в 1897 г. до $-20^{\circ},8$. Объяснение этому Е. Ней видят в условиях формирования половодья.

Что касается замерзания рек, то, как уже указывалось выше, по В. Б. Шостаковичу, на величину сумм холода прежде всего влияет объем выхолаживающихся масс воды, поэтому для маловодных рек достаточно меньших сумм холода, чем для многоводных. Кроме того, реки, текущие с юга на север, несут в своих водах большой запас тепла и поэтому в низовьях их охлаждение совершается медленно, а текущие с севера на юг несут вниз выхолаженные массы воды и поэтому замерзают значительно быстрее. В соответствии с этим крупные притоки в зависимости от направления их течения, то способствуют замерзанию главной реки ниже слияния, то замедляют его.

Ежегодные отклонения сумм тепла и холода от нормы объясняются соответствующим изменением водоносности рек и их гидравлических условий. Кроме того, на скорость замерзания, как это отметил еще А. И. Воейков [126], влияет степень облачности. При чистом небе происходит усиленное излучение, ведущее к интенсивному расходованию теплозапасов вод, и замерзание совершается при меньших суммах холода, чем при закрытом небе.

В 1931—1932 гг. были опубликованы материалы в виде водного кадастра, «Справочников по водным ресурсам СССР» и «Материалов по режиму рек СССР», включивших данные о сроках вскрытий и замерзаний рек и озер за весь период наблюдений.

Несколько ранее начала работ по водному кадастру стали развиваться исследования по вопросам прогнозирования сроков вскрытий и замерзаний рек. Одной из первых работ в этом направлении явилась статья В. Ю. Визе [127] «О предсказании времени вскрытия р. Невы». Несколько позже вышли работы Н. А. Ширкиной [128] и М. В. Ловейко [129], в которых рассматривалось влияние синоптических условий на скорость замерзания и вскрытия рек.

Н. А. Ширкина на основании накопившихся наблюдений с 1881 по 1910 г. составила описание особенностей процесса замерзания рек и выявила зависимость сроков их наступления от синоптических условий.

Аналогичную по направлению и содержанию работу, но по отношению к срокам вскрытий рек, выполнила в 1930 г. М. В. Ловейко. В этой работе, так же как и в труде Н. А. Ширкиной, использован 30-летний ряд наблюдений с 1881 по 1910 г., на основании которых составлены картограммы дат вскрытий для каждого года, картограммы крайних и средних сроков и отклонений от нормального срока.

Работами Н. А. Ширкиной и М. В. Ловейко установлены закономерности в распределении ранних, поздних и средних дат наступления осеннего ледостава и вскрытий рек за период наблюдений продолжительностью в 30 лет, следующих за периодом наблюдений, использованных М. А. Рыкачевым. Кроме того, самым важным является то обстоятельство, что в этих двух работах впервые выявлены синоптические условия, обуславливающие процессы вскрытия и замерзания рек.

В 1939 г. И. П. Семеновым-Тан-Шанским [130] была выполнена работа «О предсказании сроков вскрытия рек по методу мировой погоды». В этом труде время вскрытия р. Невы ставится в зависимость от местной средней температуры воздуха за март месяц, которая в свою очередь связывается со средним давлением воздуха за различные месяцы в Исландии.

Уже к началу тридцатых годов нашего столетия накопился обширный материал наблюдений над сроками замерзаний и вскрытий на широко развивавшейся к этому времени сети гидрометеорологических станций. В работе Н. Ф. Богданова и О. А. Спенглера [131], имеющей методический характер, было обращено внимание на методику обработки коротких рядов наблюдений сроков вскрытий и замерзаний рек СССР.

В период с 1933 по 1939 г. появился ряд работ Ф. И. Быдина (132—135), посвященных вопросам зимнего режима и, в частности, процессам замерзания и вскрытия рек, как, например, «Прогнозы замерзания и вскрытия р. Свири по температурам почвы» «Термический и ледовый режим некоторых рек СССР и условия его предвидения». В последней работе развита мысль, высказанная М. А. Рыкачевым, о влиянии на процессы замерзания и вскрытия уклонов рек. По Ф. И. Быдину, в условиях медленного накопления положительных сумм температур воздуха доминирующим фактором во вскрытии рек являются уклоны. Осенью при замерзании кромка льда быстро продвигается по водотокам с малыми уклонами и медленно с большими.

Л. К. Давыдов [19] при изучении условий вскрытия арктических и субарктических рек, протекающих с юга на север, нашел, что для них доминирующим является механический фактор, влияние которого сказывается в сокращении периодов между датой перехода среднесуточных температур воздуха через нуль и датой вскрытия. Им же установлено увеличение вниз по течению сумм отрицательных среднесуточных температур воздуха, накапливающихся к моменту ледостава, что объясняется увеличением водоносности рек.

Дальнейшее развитие прогностического направления в исследованиях отражено в работах Г. Р. Брегмана [136] и Г. Я. Вангенгейма [137, 138]. Г. Р. Брегман пришел к выводам, во многом подтвердившим первоначальные высказывания М. А. Рыкачева, В. Б. Шостаковича, Н. А. Ширкиной и М. В. Ловейко.

А. А. Бестужева [139] на основе положений, высказанных Г. Я. Вангенгеймом, разработала методику прогноза вскрытий равнинных рек ЕТС.

Л. Г. Шуляковский [121, 140, 141], рассматривая факторы, обуславливающие местное распределение сроков вскрытий на равнинных реках, пришел к выводу, что важнейшим из них является величина площади бассейна, так как от нее непосредственно зависит время добегания талых вод и, следовательно, интенсивность возрастания разрушающей силы потока. Кроме того, размер бассейна косвенно характеризует приход тепла от грунтовых вод. Работа представляет большой интерес, как одна из первых учитывающих влияние местных факторов на сроки вскрытия. Во второй работе по этому же вопросу Л. Г. Шуляковский рассматривает теплообмен русловых масс воды в предледоставный период с воздухом, выявленные закономерности которого им используются для прогностических расчетов дат наступления ледостава на реках.

Одновременно с работой Л. Г. Шуляковского вышла работа В. Д. Комарова [142], посвященная вопросам установления времени появления сала и образования ледяного покрова на реках бассейна р. Волги выше устья р. Камы. Им было установлено, что ледостав формируется без появления сала на севере на очень малых реках, в средней полосе на несколько больших, а на юге на значительных. Так, например, в бассейне р. Сев. Двины такой предельный размер реки определяется площадью водосбора в 500 м^2 , в бассейнах верхней Волги и Оки до 1000 км^2 , а Дона до 5000 км^2 .

На реках с площадью бассейна до $40\,000 \text{ км}^2$ в пределах исследованных им районов ледостав формируется путем появления пленки льда, и, в общем, продолжительность процесса установления ледяного покрова на таких объектах всего 2—3 дня. На крупных реках, на которых ледостав образуется заторным порядком, имеет место длительный ледоход.

Следует подчеркнуть, что сведения и выводы В. Д. Комарова применимы лишь к районам, близким по климатическим условиям к исследованному им бассейну. Так, например, на крупных реках Восточной Сибири и Забайкалья, на которых ледостав устанавливается заторным порядком, продолжительность ледохода измеряется 1—3 днями.

Работами Н. А. Ширкиной, М. В. Ловейко, Г. Я. Вангенгейма и Г. Р. Брегмана была создана база для развития долгосрочных прогнозов географических сроков вскрытия и замерзания, а исследованиями Л. Г. Шуляковского и В. Д. Комарова такая же база для краткосрочных прогнозов местных сроков этих явлений. Методика гидропрогнозов в этой области в настоящее время основывается на этих работах.

Так например, З. И. Улицина [143] при разработке методики долгосрочного прогноза замерзания рек в качестве основы

использовала результаты анализа синоптических процессов Н. А. Ширкиной и Г. Я. Вангенгейма, принимая среднюю температуру воздуха за период вхождения антициклона как доминирующий фактор процессов ледообразования на реках.

И. В. Балашова [144] в порядке развития методики краткосрочных прогнозов сроков вскрытий и замерзаний применила разработанную Л. Г. Шуляковским и В. Д. Комаровым схему к зарегулированным объектам, в частности к верхней Волге.

Аналогичная по направлению работа одновременно с И. В. Балашовой была выполнена С. Н. Булатовым [145], в которой разработан прогноз вскрытия р. Волги в районах строительства Куйбышевской и Сталинградской ГЭС. Эта работа представляет интерес, поскольку она рассматривает новые факторы, влияющие на процессы вскрытия, а именно уровни вскрытия и суммы тепла, приходящиеся на единицу поверхности бассейна. Основанием этому послужило то обстоятельство, что в районе строительства Куйбышевской ГЭС подвижка льда совершается при высоких уровнях, а у Сталинградской при низких.

При разработке метода прогноза дат вскрытия р. Волги у г. Сталинграда С. Н. Булатов выявил ряд интересных моментов:

- 1) сумма градусов среднесуточной отрицательной температуры воздуха за зимний сезон, характеризующая прочность ледяного покрова для района Сталинграда, колеблется от -93 до -1200° ; связь между ними и суммами среднесуточных положительных температур воздуха, необходимых для вскрытия, оказалась довольно тесной;

- 2) чем выше уровень воды, тем меньше отепляющий эффект грунтовых вод;

- 3) существует предельная величина расхода воды, выше которой отепляющий эффект грунтовых вод мало ощутим, и поэтому для вскрытия в этих условиях потребуется максимум прихода тепла от солнечной радиации и других его источников.

Как видно из приведенного, процессы вскрытия и замерзания рек СССР в современной литературе освещены довольно подробно, но вопрос об изменении сроков наступления этих процессов в многолетней перспективе разработан недостаточно.

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СРОКОВ ВСКРЫТИЯ И ЗАМЕРЗАНИЙ РЕК СССР

С начала текущего столетия средние сроки вскрытий и замерзаний многих рек несколько изменились по сравнению с их наступлением в прошлом. В табл. 54 приведены средние сроки вскрытий и замерзаний за различные периоды по ряду рек.

Из таблицы видно, что сроки вскрытий последних 10-летий на несколько дней опережают сроки предшествующего периода, а замерзаний запаздывают, т. е. продолжительность ледоставного периода несколько уменьшилась.

Исключение составляют лишь водомерные посты на р. Волге у г. Саратова и на р. Оби у с. Колпашево, где за период с 1920 по 1948 г. средний срок замерзания совпадает со средним сроком за весь период наблюдений.

Таблица 54

Средние по периодам сроки замерзаний и вскрытий

Пункт наблюдений	Период	Вскрытия		Замерзания		Разность в днях между средней датой за весь период и за период с 1920—1948 гг.	
		количество лет	дата	количество лет	дата	вскрытие	замерзание
г. Енисей, г. Енисейск	1799—1876	—	7 V	—	17 XI	—	—
	1903—1947	44	3 V	44	22 XI	—	—
	1920—1943	27	31 III	27	24 XI	3	2
р. Ангара, г. Иркутск . . . р. Обь, г. Барнаул	1724—1874	—	7 IV	—	11 I	—	—
	1920—1948	27	6 IV	27	16 I	1	5
	1751—1876	—	26 IV	—	9 XI	—	—
	1894—1947	51	21 IV	52	12 XI	—	—
	1920—1947	25	19 IV	26	15 XI	2	3
р. Обь, г. Камень на Оби	1894—1947	52	23 IV	53	17 XI	—	—
	1920—1947	26	21 IV	26	21 XI	2	4
	р. Обь, с. Кругликово	1894—1947	50	28 IV	51	12 XI	—
	1920—1947	24	25 IV	24	14 XI	3	2
	р. Обь, с. Молчаново	1894—1947	44	29 IV	42	6 XI	—
р. Обь, г. Колпашев	1920—1947	18	26 IV	16	11 XI	3	5
	1894—1947	32	30 IV	32	10 XI	—	—
	1920—1947	26	30 IV	26	11 XI	0	1
	р. Волга, г. Саратов	1762—1879	92	18 IV	—	9 XII	—
	1877—1948	68	22 IV	68	13 XII	—	—
р. Кама, г. Пермь	1920—1948	29	20 IV	29	13 XII	2	0
	1787—1879	—	27 IV	—	22 XI	—	—
	1880—1948	69	24 IV	69	20 XI	—	—
	1920—1948	29	22 IV	28	26 XI	2	6
р. Белая, г. Уфа .	1780—1879	—	23 IV	—	16 XI	—	—
	1880—1948	69	18 IV	69	19 XI	—	—
	1920—1948	29	17 IV	29	22 XI	1	3
	р. Вятка, г. Киров	1780—1878	75	25 IV	68	14 XI	—
р. Нева, г. Ленинград	1879—1948	70	22 IV	—	13 XI	—	—
	1920—1948	29	21 IV	28	17 XI	1	4
	р. Нева, б. Рожковская пристань	1706—1882	—	21 IV	—	25 XI	—
	1883—1948	58	13 IV	60	6 XII	—	—
р. Зап. Двина, г. Рига	1920—1948	24	23 IV	24	14 XII	10	8
	1530—1881	—	30 III	—	29 XI	—	—
	1794—1878	—	27 III	—	19 XII	—	—
	1879—1940	60	28 III	61	15 XII	—	—
р. Днепр, г. Киев	1920—1940	21	25 III	21	14 XII	3	1

Наметившееся с конца XIX столетия наступление вскрытий рек в более ранние сроки объяснялось А. И. Воейковым [126] и В. Б. Шостаковичем [146] вырубкой лесов. Однако выводы ими сделаны главным образом по материалам о реках лесной зоны, а истребление лесов происходило преимущественно в лесостепной зоне. Кроме того, на таких реках, как Обь, Енисей, Лена, в бассейнах которых лесные массивы сохранились почти в неприкосновенности, выявилось подобное же изменение времени вскрытий. Помимо изменений сроков вскрытий, с начала текущего столетия происходит и некоторое запаздывание в замерзании рек, что не может быть поставлено в связь с уничтожением лесов.

Наметившаяся с конца прошлого века тенденция к потеплению климата является основной причиной в изменениях сроков вскрытий и замерзаний.

Вопрос об изменении климата широко освещался в литературе и, в частности, потепление последних десятилетий нашло свое отражение в ряде соответствующих работ, например, Л. С. Берга [147—151] и Е. С. Рубинштейн [152, 153].

Наиболее обстоятельно вопрос о последнем потеплении климата рассмотрен Е. С. Рубинштейн, по исследованию которой, тенденция к его потеплению, по крайней мере в Арктике, наметилась еще в 1904 г. и резко выявилась с 1920 г.

За период с 1918 по 1928 г. наибольшие положительные отклонения наблюдались на севере Европейской части СССР. В следующее десятилетие, по-видимому, потеплела вся Арктика, но в Средней Азии в декабре — январе усилилась область отрицательных отклонений, которая в феврале охватила и Европейскую часть СССР, а в марте — Азию, особенно интенсивно устья рр. Оби и Печоры.

Аналогичного порядка потепления имели место и в прошлом; так, например, в период с 1815 по 1820 г. наблюдалось значительное потепление, хотя в Архангельске и Ленинграде оно не достигало таких размеров, как в десятилетие 1930—1939 гг.

По данным Б. Д. Зайкова [154], колебания среднемесячных температур воздуха для бассейна р. Волги имеют ритмичный характер с тенденцией к повышению в начале текущего столетия. В области отрицательных температур повышение проявилось уже с 1898 г. и ясно обозначилось с 1910 г., а в положительных — заметно лишь с 1917 г. и на среднегодовых — с 1898 г.

Описанное потепление климата отразилось на изменении сроков вскрытий и замерзаний большинства рек нашей страны. На реках севера ЕТС, как, например, Печоре, Сев. Двине, Сухоне, Волхове и т. д., систематическое запаздывание сроков замерзания отмечается уже с 1898 г., опережение сроков вскрытия началось несколько позже и проявилось вначале весьма слабо. С 1920 г. отмеченные тенденции в изменении сроков вскрытий и замерзаний рек проявились особенно ясно.

Некоторое отличие в характере изменений сроков вскрытий от сроков замерзаний объясняется тем, что потепление захватило главным образом осенне-зимний период, а температуры весеннего и летнего сезонов оставались, во всяком случае в начале цикла потепления, без изменений.

На р. Неве замечается значительное отклонение этих сроков от средней многолетней даты, особенно резко проявлявшееся с 1920 г., что также отмечено и А. А. Соколовым [155], а по отношению к р. Зап. Двине Л. С. Аносовой [156].

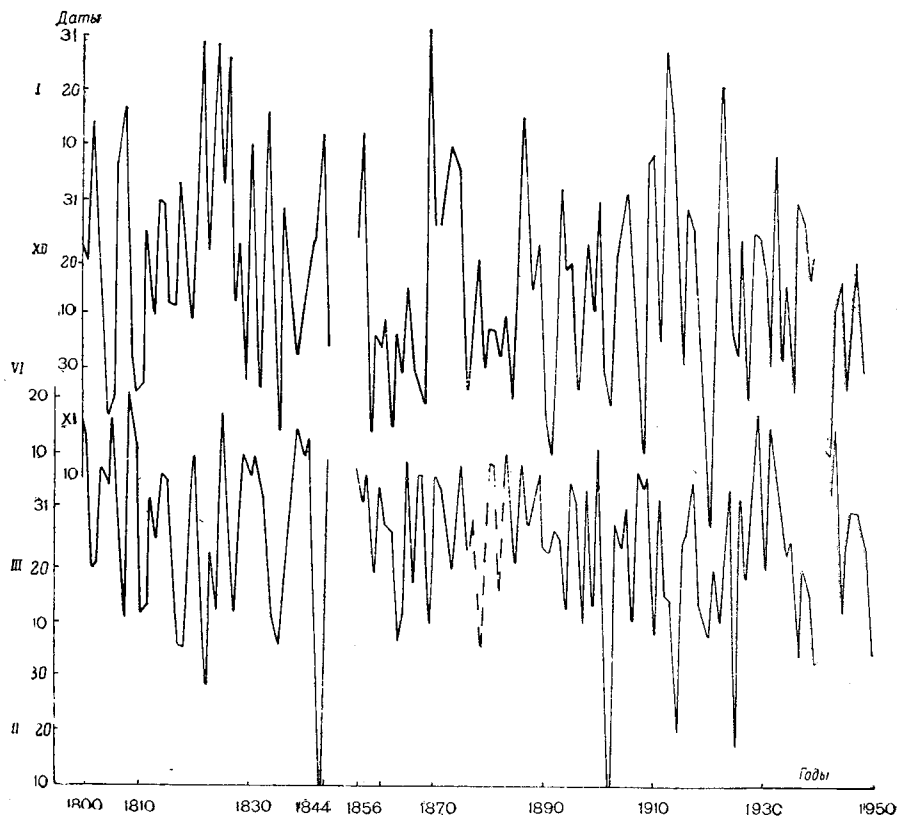


Рис. 76. Графики колебаний сроков вскрытий и замерзаний р. Днепра.

Средние пятилетние данные по р. Волге у г. Калинина тоже обнаруживают указанную тенденцию для сроков вскрытия, начиная с 1898 г., а для сроков замерзания с 1890 г.

Несколько иначе происходят многолетние изменения на р. Днепре у г. Киева. Здесь сроки вскрытий в период с 1910 по 1925 г. были особенно ранними, а сроки замерзаний с 1917 по 1933 г. обнаружили в своем ходе явную тенденцию к опережению (рис 76).

На р. Дону у в/п г. Калача, начиная с 1915 г., сроки замерзаний проявили лишь слабую тенденцию к запаздыванию.

Как видно из изложенного, изменение сроков вскрытий и замерзаний на реках ЕТС, ведущее к сокращению продолжительности ледоставного периода, явно выражено и ранее всего отмечается на реках севера и северо-запада этой части страны; на юго-востоке оно проявляется лишь в виде слабой тенденции. Последнее согласуется с выводами Л. С. Берга и Б. Д. Зайкова о неповсеместном распространении потепления. Б. Д. Зайков, в частности, отмечает некоторое похолодание климата в пределах Прикаспийской впадины в период последнего потепления в северных и средних районах ЕТС.

Сроки вскрытий и замерзаний по рр. Оби, Енисею, Ангаре и Зее в общем изменяются так же, как и по рекам ЕТС, однако с некоторым различием в характере этого явления.

На р. Обь по всем водомерным постам отмечается систематическое опережение сроков вскрытий; что же касается сроков замерзаний, то в период с 1903 по 1923 г. они были устойчивыми, но ранними, а начиная с 1924 г. — поздними.

Такое отличие объясняется самим характером потепления в этой части страны, а именно: если для ЕТС имело место непрерывное потепление ноября, начиная с 1891 г., то в Сибири для этого месяца в периоды с 1885 по 1901 г. и с 1903 по 1921 г. наблюдались пониженные его температуры и только с 1924 г. — повышенные.

Л. К. Давыдов [157] при исследовании изменений характера колебаний среднегодового стока по территории СССР пришел к выводу, что они обуславливаются различиями в процессах циркуляции атмосферы и связанных с ними гидрометеорологических условий. Естественно, что изменения в сроках вскрытий и замерзаний также определяются этими условиями.

Из приведенных данных следует, что в общем реки ЕТС за последние 40—50 лет обладают сроками вскрытий ранними, а сроками замерзаний поздними по сравнению со средней многолетней датой; для азиатских рек такое явление отмечается за последние 30 лет.

Средние даты рассматриваемых сроков за эти периоды отличаются от средних многолетних на 2—5 дней, а в отдельных случаях и на 8—10 дней. Следовательно, использование 30-летнего и даже 50-летнего рядов для вывода нормальных сроков может быть закономерным только в тех случаях, когда изменения описываемых характеристик не были односторонними и не имели большой продолжительности.

Большинство исследователей отмечали ритмичный характер потеплений и похолоданий. В частности, А. В. Шнитников [158—160] пишет, что «в течение 108 лет имели место 3 холодных цикла и 1 теплый»; им же отмечаются циклы в 1800, 900,

250, 30—40 и 6—12 лет, под сомнение ставится существование циклов продолжительностью в 3—4 года.

На графиках изменений сроков вскрытий и замерзаний рек также замечается ритмичность.

Циклический характер многолетних изменений сроков вскрытий и замерзаний рек определяется соответствующей циклическостью в изменениях температур воздуха, в свою очередь зависящих от изменений солнечной активности, которая, как это отметил В. Б. Шостакович [146,161—165], оказывает свое влияние на сроки вскрытий и замерзаний рек не непосредственно, а через сложную цепь метеосиноптических процессов.

На реках начала и окончания продолжительных циклов приходится приблизительно на одни и те же годы, например на рр. Сев. Двине, Сухоне, Белой, Днепре, на реках Сибири, что и находит себе объяснение в более или менее одновременном распространении климатических изменений на обширные районы страны.

Таблица 55

Сроки начала и окончания циклов многолетних изменений вскрытий и замерзаний рек

Пункт наблюдений	Циклы			
	вскрытий		замерзаний	
	начало	конец	начало	конец
р. Сев. Двина, с. Усть-Пинега	1886	1902	1885	1912
	1903	1920	1913	1939
	1921	1939	—	—
р. Сухона, г. Тотыма . . .	1888	1921	1891	1920
	1922	1950	1921	1944
р. Белая, г. Уфа	1888	1906	1864	1907
	1907	1939	1908	1936
р. Днепр, с. Лоцманская Каменка	1914	1934	1880	1933
р. Обь, с. Сургут	1906	1947	1924	1950
„ „ с. Кругликово	1906	1947	1914	1950

Кажущаяся разнорядность в продолжительности циклов определяется наложением одного цикла на другой и поэтому суммарная продолжительность таких сложных циклов приблизительно кратна одиночным циклам. Так, например, для сроков замерзания р. Днепра у с. Лоцманской Каменки циклы продолжительностью в 6—8 лет входят в циклы в 20—50 лет. Такая смена коротких циклов длинными и наоборот вполне соответствует ритмичности, отмеченной А. В. Шнитниковым [159] для водности озер Западной Сибири, что свидетельствует об их гомологичности.

А. В. Шнитников рассматривал циклические изменения в водности, на которую влияют не только температура воздуха, но и осадки, а колебания сроков вскрытий и замерзаний определяются почти исключительно первым из этих факторов.

Поэтому должны быть и существуют несовпадения в циклических изменениях этих характеристик, в особенности если учесть, что потепления и похолодания не совпадают с однозначными изменениями осадков, как это показали Е. С. Рубинштейн и Б. Д. Зайков, по данным которых коэффициент корреляции между этими двумя факторами колеблется от 0,18 до 0,36, т. е. свидетельствует о весьма слабой степени связи.

Ритмы колебаний сроков вскрытий и замерзаний в большинстве случаев оказываются однозначными.

В отрезке времени с синхронными колебаниями этих сроков продолжительность ледоставного периода оказывается довольно устойчивой, но при сдвигах фаз колебаний описываемых характеристик она изменяется исключительно резко. Так, например, для р. Днепра у с. Лощманской Каменки с 1881 по 1898 г. сроки вскрытий и замерзаний в общем изменились однотипно, а начиная с 1899 по 1926 г. — в разных направлениях и достигли наибольших в этом отношении отклонений в период с 1918 по 1924 г., когда и наблюдалась наименьшая продолжительность ледостава.

Отдельные несовпадения ритмов этих характеристик приводят к резкому изменению продолжительности ледоставного периода; например, на р. Днепре у того же пункта в 1901 г. замерзание произошло исключительно поздно, а вскрытие весной 1902 г. в весьма ранний срок и продолжительность ледоставного периода оказалась рекордно малой, хотя в общем в соседние годы она была близка к норме.

Асинхронность в изменении сроков вскрытий и замерзаний особенно велика у рек юго-востока ЕТС, в частности на р. Дону у в/п г. Калача начиная с 1890 г. асинхронные ритмы преобладают над синхронными.

Значительный интерес представляют размеры амплитуд колебаний сроков вскрытий и замерзаний, на что уже М. А. Рыкачев [123] обращал внимание и отмечал большую изменчивость вторых по сравнению с первыми. Им же, затем В. Б. Шостаковичем [161], а позже и некоторыми другими авторами рассматривалось территориальное распределение этих амплитуд, причем оказалось, что для ЕТС они уменьшаются в направлении с юго-запада на северо-восток; вся Восточная Сибирь характеризуется малой их величиной, особенно сроков замерзания. А. Г. Пронин [166] подробно осветил этот вопрос для рек Сибири по наблюдениям за многолетний период.

До некоторой степени представление об изменчивости описываемых сроков для различных рек дает рис. 77, на котором на осях координат отложены интегральные суммы числа дней

от наиболее раннего срока до дня вскрытия или замерзания.

По первому из этих графиков видно, что с наименьшим углом наклона к оси абсцисс расположилась интегральная кривая вскрытия р. Ангары, т. е. реки с зарегулированным стоком, с наибольшим — кривая р. Днепра, в бассейне которого условия вскрытия наиболее изменчивы.

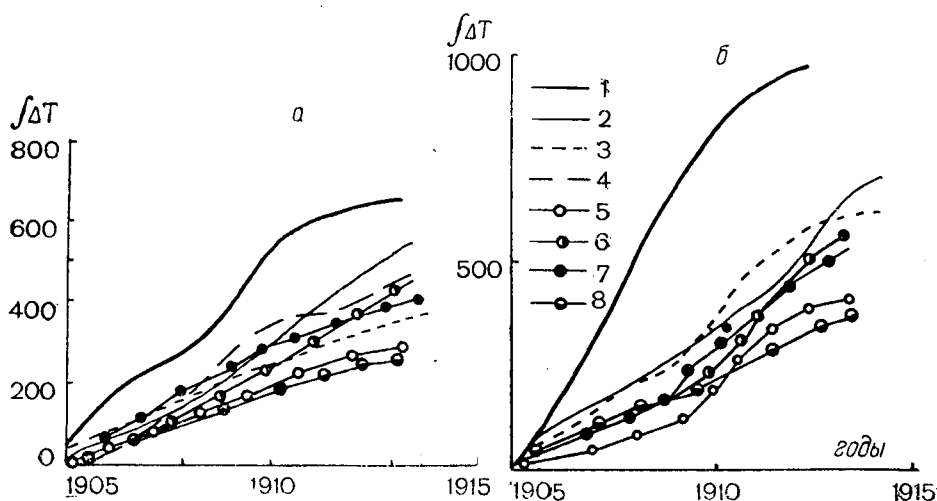


Рис. 77. Интегральные графики количества дней между сроком вскрытия и многолетней его ранней датой и графики этих данных для замерзания.

а — вскрытие; *б* — замерзание; 1 — р. Днепр; 2 — р. Дон; 3 — р. Волга; 4 — р. Нева; 5 — р. Сухона; 6 — р. Сев. Двина; 7 — р. Обь; 8 — р. Ангара.

Кривые для рр. Невы, Сев. Двины, Сухоны, Оби (у г. Барнаула) имеют более или менее одинаковые углы наклона приблизительно средние между углами кривых рр. Ангары и Днепра. Примерно такой же порядок расположения имеют и кривые сроков замерзания. Углы наклона описываемых кривых определяют степень выравненности многолетнего хода сроков вскрытия и замерзания; следовательно, их величину можно принять за критерий степени устойчивости интересующих нас сроков.

Отклонения от нормы сроков вскрытий и замерзаний для рр. Невы, Днепра и Енисея, отложенные в интегральной форме на осях координат, дают сложные кривые, сравнение которых с отклонениями от нормы циркуляций атмосферы различных направлений, составленных А. А. Гирсом [167, 168], дает возможность сделать вывод о том, что многолетние изменения сроков вскрытий и замерзаний рек совпадают с основными изменениями в характере атмосферных циркуляций (рис. 78).

На сроки вскрытия р. Невы у в/п Рожковской Пристани за период с 1899 по 1948 г. оказывали наибольшее влияние циркуляции восточного типа, степень связи с которыми характеризуется коэффициентом корреляции $r = -0,9$.

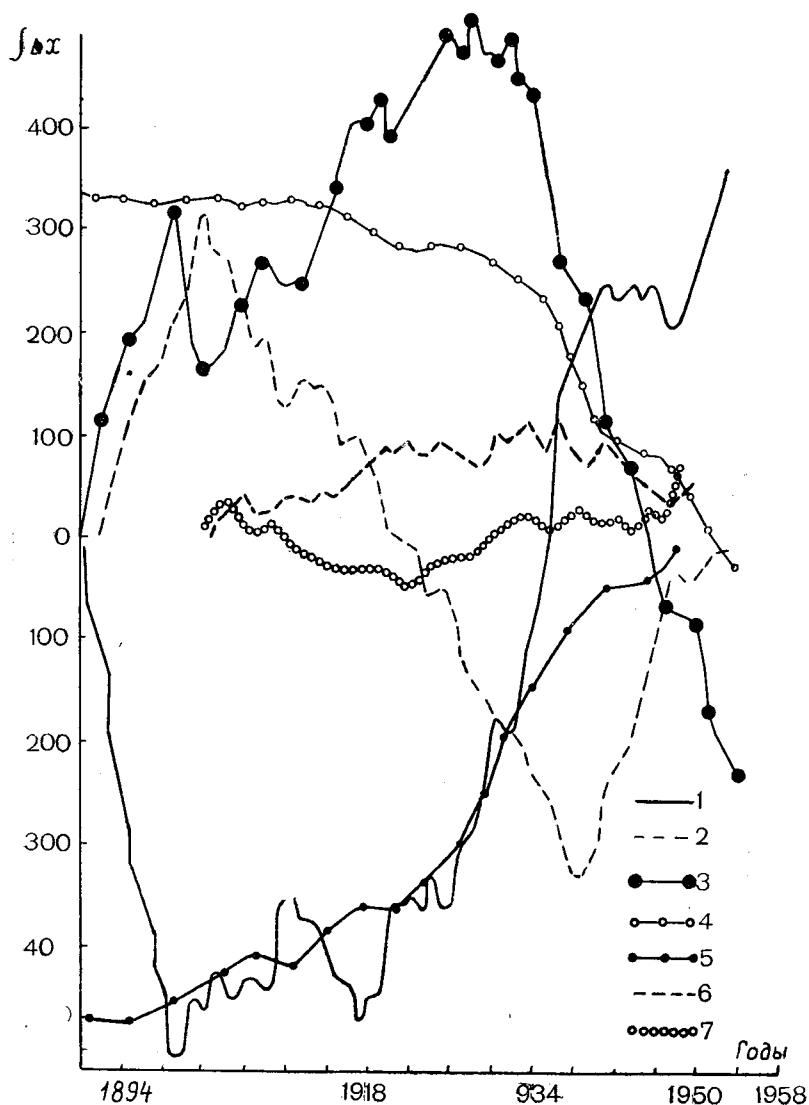


Рис. 78. Графики интегралов отклонений от нормы циркуляций атмосферы различных форм и интегралов отклонений от нормы сроков вскрытий и замерзаний. Р. Нева, Рожковская Пристань; р. Енисей, г. Енисейск (по оси ординат отложены интегралы отклонений от нормы атмосферной циркуляции W , E , S форм, сроков вскрытий и сроков замерзаний).

1 — циркуляция восточной формы; 2 — циркуляция меридиональной формы; 3 — циркуляция западной формы; 4 — интегралы отклонений от нормы сроков вскрытий по р. Нева; 5 — то же сроков замерзаний по р. Нева; 6 — то же сроков вскрытий по р. Енисею; 7 — то же сроков замерзаний по р. Енисею.

Отрицательный знак при коэффициенте корреляции вполне соответствует существу связи. Связь с западной циркуляцией оказалась слабой, коэффициент корреляции в этом случае равен $r = 0,19$. Для сроков замерзаний р. Невы наиболее тесная связь оказалась также с циркуляцией восточной формы, с которой коэффициент корреляции $r = 0,86$, а с западной $r = -0,16$.

Таким образом, отклонения от нормы сроков вскрытий и замерзаний для р. Невы оказываются определенными восточными формами атмосферной циркуляции. В осенний период восточная циркуляция способствует быстрому развитию процессов ледообразования и в весенний задерживает процессы таяния.

Эти связи для р. Днепра характеризуются значениями коэффициентов корреляции приведенными в табл. 56.

Таблица 56

Коэффициенты корреляции связей отклонений от нормы сроков вскрытий и замерзаний р. Днепра с отклонениями от нормы числа дней с типами циркуляций атмосферы

Пункт наблюдений	Ледовая фаза	Типы циркуляций атмосферы	
		восточный	западный
г. Смоленск	Вскрытие	-0,45	0,28
	Замерзание	0,13	-0,37
г. Киев	Вскрытие	-0,26	0,23

Связь между отклонениями от нормы сроков вскрытий и замерзаний с отклонениями от нормы числа дней типов циркуляций для р. Днепра оказалась слабой, причем особенно мало выраженной для нижнего пункта — г. Киева.

На Днепре влияние восточных и западных форм атмосферных переносов в общем одинаково. Несколько большее влияние на время развития процессов вскрытия оказывают восточные формы по сравнению с западными.

Для р. Енисея за период с 1903 по 1950 г. сроки вскрытий у г. Енисейска обнаруживают весьма тесную связь с западной и восточной циркуляциями, и соответственные коэффициенты корреляции равны: 0,85 и 0,79.

Указанного рода связи сроков замерзания р. Енисея у г. Енисейска за тот же период оказываются наиболее тесными с западной циркуляцией, с которой коэффициент корреляции $r = -0,70$, и менее выражены с восточной, характеризующейся величиной этого коэффициента всего в 0,59.

Если же использовать наблюдения над замерзанием реки только за период эпохи с преобладанием восточной и меридиональных форм циркуляции атмосферы, т. е. за время с 1922 по 1950 г. связь резко улучшается и коэффициент корреляции оказывается равным 0,87.

Объяснение различий в связях отклонений от нормы сроков вскрытий и замерзаний с отклонениями от нормы числа дней с типами циркуляций для различных рек можно дать, если воспользоваться картами распределения метеорологических элементов для каждого типа циркуляций, составленных Г. Я. Вангенгеймом [137].

По Г. Я. Вангенгейму, область наибольших отклонений температур воздуха от нормы при восточных циркуляциях атмосферы в апреле располагается несколько юго-восточнее р. Невы, а в мае непосредственно над нею. Участки среднего и нижнего течения р. Днепра в оба эти месяца находятся за пределами области наибольших отклонений от нормы температур воздуха [137, фиг. 9, 11].

Р. Енисей у г. Енисейска по тем же схемам протекает в области, охватываемой наибольшими из средних отклонениями температур воздуха, как в условиях западного, так и восточного типов циркуляций атмосферы [137, фиг. 2, 4].

Описанное расположение наибольших отклонений температур воздуха в известной мере объясняет наличие хорошей связи для сроков вскрытий и замерзаний рр. Невы и Енисея и, наоборот, слабую ее степень для р. Днепра.

Изменения сроков вскрытий и замерзаний озер происходят по тем же закономерностям, что и у рек, и так же обнаруживают хорошую связь с формами атмосферной циркуляции. Кроме того, для озер была сделана попытка установить связь сроков вскрытий и замерзаний с изменениями солнечной активности, за показатель которой более приняты числа Вольфа (табл. 57).

В случаях значительных различий в характере многолетних изменений годовых и месячных аномалий форм атмосферной циркуляции целесообразно устанавливать связи сроков вскрытий и замерзаний не с первыми, а со вторыми за непосредственно им предшествующие месяцы, как дающие более надежные результаты.

Так например, для Ладожского озера у маяка Сухо коэффициент корреляции связи сроков замерзания с годовыми аномалиями (за период с 1890 по 1911 г.) имел значение 0,60, а с аномалиями декабря 0,75.

Рассмотренные связи могут быть использованы для прогнозистических целей, так как многолетние изменения годовых аномалий форм атмосферной циркуляции имеют циклический характер и, следовательно, в начале — середине цикла можно для целей гидропрогноза базироваться на экстраполяции этого аргумента. Для годовых аномалий переход от одного к другому циклу по данным А. А. Гирса [168] предваряется за год—два вперед изменениями в циклах месячных аномалий, что позволяет проверить надежность этой экстраполяции.

Возможно использование в тех же целях и связей сроков вскрытий и замерзаний с числами Вольфа, что для больших

Коэффициенты корреляции сроков вскрытий и замерзаний озер с формами атмосферной циркуляции и с числами Вольфа

Пункт наблюдений	Период	Число лет	Формы атмосферной циркуляции	Коэффициент корреляции	Период	Число лет	Коэффициент корреляции с числами Вольфа
Сроки вскрытий							
оз. Ладожское							
маяк Сухо . . .	1890—1938	49	Западная	0,86	1890—1955	66	—0,85
оз. Самро . . .	1918—1943	26	"	0,88	1898—1926	29	0,74
оз. Сяберское . .	1891—1914	24	"	0,72	—	—	—
оз. Хепоярви . .	1891—1939	49	"	0,86	—	—	—
оз. Гимальское .	1941—1955	15	"	0,87	1928—1955	28	0,78
Сроки замерзаний							
оз. Ладожское,							
маяк Сухо . .	1890—1922	22	Северная	0,75	1899—1914	21	0,88
оз. Самро . . .	1814—1936	23	Восточная	0,91	1892—1922	31	0,83
оз. Сяберское . .	1910—1940	31	"	0,95	"	—	—
оз. Хепоярви . .	1927—1942	16	"	0,93	"	—	—
оз. Гимальское .	1931—1945	15	"	0,92	"	—	—

озер в ряде случаев представляется весьма перспективным, так как они могут быть предвычислены.

Как видно из табл. 57, связь между сроками вскрытий и замерзаний и аномалиями форм атмосферной циркуляции, а в отдельных случаях и с солнечной активностью, оказалась весьма тесной.

В заключение рассмотрения вопроса о многолетних изменениях сроков вскрытий и замерзаний водных объектов необходимо отметить следующее.

1. Можно считать установленным, что в последние десятилетия происходило некоторое уменьшение продолжительности ледоставного периода, главным образом в северной и северо-западной частях нашей страны.

2. Изменения сроков вскрытий и замерзаний в многолетней перспективе имеют циклический характер.

3. Обнаруживаются связи между годовыми аномалиями сроков вскрытий и замерзаний и аномалиями форм атмосферной циркуляции, оказывающиеся наиболее тесными для районов с наибольшими отклонениями температур воздуха от нормы в соответствующие сезоны при доминировании восточных или западных форм атмосферных переносов.

ГЛАВА VIII

РЕЧНОЙ СТОК В ЗИМНИЙ СЕЗОН

ВОДОНОСНОСТЬ РЕК В ЗИМНИЙ СЕЗОН И ЕЕ КОЛЕБАНИЯ В МНОГОЛЕТНЕМ ПЕРИОДЕ

Факторами, определяющими сток рек в зимний сезон, являются запасы воды, накопленные к его началу в гидрографической сети, аллювиальных грунтах и в водоносных слоях бассейна. В районах, по рекам которых проходят зимние паводки, на величину стока значительное влияние оказывает интенсивность оттепелей.

По мере израсходования запасов поверхностных вод все больший и больший удельный вес в стоке реки приобретают грунтовые и глубокие грунтовые воды, из которых последние к концу сезона становятся единственным источником питания.

Общая величина запасов вод бассейна к началу зимнего сезона определяется следующим уравнением:

$$W_{\text{пов}} + W_{\text{под}} = x - (z + y + q) + \Delta W_{\text{пов}} + \Delta W_{\text{под}},$$

где $W_{\text{пов}}$ — запас воды в гидрографической системе; $W_{\text{под}}$ — запас грунтовых вод, участвующих в питании реки; x — увлажнение бассейна осадками за период от конца весеннего паводка до начала зимнего сезона; z — потери на испарение; y — поверхностный сток; q — сток подземным путем за ту же часть года; $\Delta W_{\text{пов}}$ и $\Delta W_{\text{под}}$ — содержание влаги к концу весеннего паводка в речной системе и в водоносных слоях, питающих реку.

В этом уравнении наиболее изменчивыми частями являются осадки (x), испарение (z) и сток (y).

Следует отметить, что в классическую схему путей расходования выпадающих на поверхность бассейна осадков работами последних лет внесена некоторая детализация. В частности, осадки, инфильтрующиеся в грунты, разделяются на достигающие подземным путем врезов долин за непродолжительное время и на совершающие этот путь в течение длительного периода, питающие реку в последующие сезоны и даже годы.

К первой части, называемой Г. П. Калининым [169] парциальной, относятся осадки, выпадающие на аллювиальные грунты долин и прилегающие к ним участки местности, ко второй — осадки, инфильтрующиеся в глубокие горизонты на приводораздельных пространствах.

Для каждого данного бассейна размеры инфильтрующейся части осадков определяются их количеством, характером выпадения, потерями на испарение и состоянием поверхности почвы.

Величины потерь на испарение в зоне избыточного увлажнения зависят главным образом от температуры воздуха, а в зоне недостаточного увлажнения — от количества выпадающих осадков.

В летний сезон в первой из зон инфильтрация осадков происходит при пониженных значениях температур воздуха, а во второй даже интенсивные дожди расходуются на испарение и не пополняют запасов грунтовых вод.

В холодную часть года влияние температур воздуха на величину стока рек в обеих зонах отрицательно. С увеличением степени суровости зимы снижается интенсивность питания рек верхними

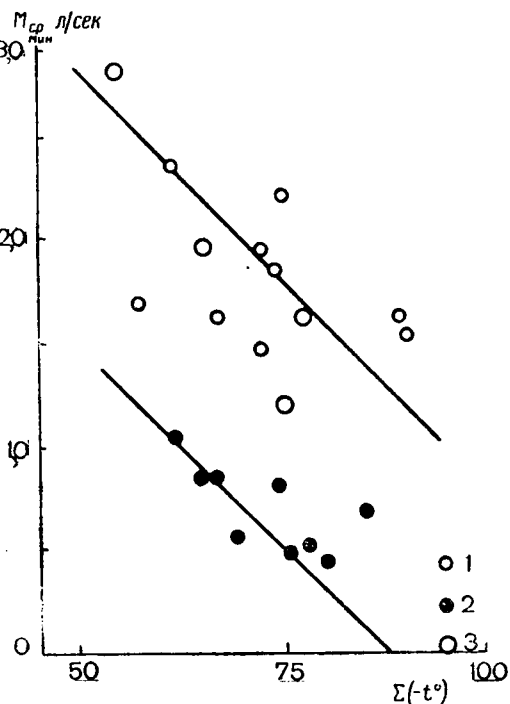


Рис. 79. Связь величины минимального за зиму модуля стока с суммой отрицательных среднемесячных температур воздуха.

1 — р. Кеть; 2 — р. Тара; 3 — р. Конда.

грунтовыми водами, в связи с чем и уменьшается их сток за этот сезон (рис. 79).

Если считать водоносность реки перед установлением ледяного покрова за величину, зависящую от запасов поверхностных и подземных вод, то характер снижения расходов воды после образования ледостава отражает последовательно сработку поверхностных вод, накопленных гидрографической сетью, высоких грунтовых и в конце сезона глубоких грунтовых вод.

Объем водных запасов в речной сети к началу зимнего сезона в районах достаточного увлажнения довольно значителен, даже при отсутствии осенних паводков.

Как показывают ориентировочные расчеты, произведенные

для водной артерии, по которой не проходит значительных осенних паводков, — р. Унжи, расходование русловых запасов вод происходит в течение более чем месячного срока (табл. 58).

Таблица 58

Количество воды, содержащейся в речной сети бассейна
р. Унжи в 1951 г.

Пункт наблюдений	Класс реки	Суммарная длина рек класса (в км)	Предшествующий ледоставу период с устойчивым режимом			Период с минимальными зимними расходами воды		
			Q м ³ /сек	площадь живого сечения (в м ²)	объем воды в реках класса (в м ³ × 10 ⁶)	Q м ³ /сек	площадь живого сечения (в м ²)	объем воды в реках класса (в м ³ × 10 ⁶)
р. Нея, с. Парфеново .	III	469	6,9	16,5	7,7	1,2	6,5	3,1
р. Унжа, г. Кологрив .	IV	185	50	126	23,3	12,8	5,8	10,7
" " пос. Мантурово .	V	174	93	270	47,0	25,0	144	25,0
" " г. Макарьев .	VI	170	97	355	603	25,0	245	28,9
С у м м а .					138,3 × 10 ⁶			67,7 × 10 ⁶

В табл. 58 не учтены запасы вод в реках первого и второго классов из-за их незначительности.

Уменьшение объемов воды, содержащихся в речной сети, вычисленное с отмеченным их недоучетом в реках первого и второго классов, определяется в $70,6 \times 10^6$ м³, что при зимнем расходе р. Унжи у г. Макарьева в 25 м³/сек дает продолжительность их израсходования в 33 суток.

По данным П. И. Милюкова [170] о русловых запасах вод речной системы р. Волги, полученных по иным методам расчета, также следует, что они имеют большой удельный вес в стоке сезона.

В природе расходование водных запасов русловой сети происходит при постоянном пополнении их грунтовыми водами и поэтому снижение запасов влаги в речных системах растягивается на более длительные сроки, чем полученные по вышеприведенному расчету.

По гидрографам рек за зимний сезон представляется возможным выделить три характерных периода: 1) период расходования запасов вод речной сети без заметного пополнения грунтовыми водами; 2) период перехода к глубоководному грунтовому питанию; 3) период зимней межени с глубоководным грунтовым питанием.

Первый период характеризуется малой продолжительностью и резким уменьшением расходов воды. Объем стока за этот пе-

риод для больших северных рек составляет 10—15% от стока всего сезона. Второй период растягивается на большую часть сезона и в его стоке принимают участие как русловые запасы, так и грунтовые воды верхних водоносных слоев. За этот период проходит 60—75% сезонного стока. В третий период — период зимней межени на реках зоны избыточного увлажнения (исключая районы распространения вечной мерзлоты) проходит 10—15% сезонного стока. Как отмечает А. Г. Левин [48], на таких реках, как Яна, Индигирка, Колыма, в первые два периода расходы сокращаются на 70—80% от начальной величины.

На реках зоны недостаточного увлажнения и районов вечной мерзлоты продолжительность третьего периода — зимней межени — значительно увеличивается и охватывает период больший, чем два предыдущие.

В. В. Пиотрович [83] использовал для расчета снижения водоносности рек в зимний сезон обычную формулу истощения запасов грунтовых вод вида

$$Q_H = Q_0 e^{-Kt},$$

в которой Q_0 — расход воды в момент прекращения поверхностного стока, K — коэффициент истощения запасов воды и t — продолжительность истощения.

В опыте расчетов кривых снижения водоносностей рек в эту формулу введен добавочный параметр — показатель m

$$Q_t = Q_0 e^{Kt^m}.$$

Для Западной Сибири параметр m плавно и незначительно изменяется, увеличиваясь с севера на юг (табл. 59).

Таблица 59

Уравнение кривых снижения расходов воды в зимний сезон 1948/49 г

Пункт наблюдений	Широта местополо- жения створа	Уравнение
р. Тобол, г. Кустанай	53°12'	$Q_H = Q_0 e^{-0,01t^{1,41}}$
р. Обь, г. Барнаул	53 19	$Q_H = Q_0 e^{-0,01t^{1,40}}$
р. Кеть, пос. Максимкин Яр	58 39	$Q_H = Q_0 e^{-0,01t^{1,39}}$
р. Иртыш, г. Омск	55 00	$Q_H = Q_0 e^{-0,01t^{1,26}}$
р. Сев. Сосьва, Сосьвинская культура	63 19	$Q_H = Q_0 e^{-0,01t^{1,28}}$
р. Пур, пос. Самбург	67 04	$Q_H = Q_0 e^{-0,01t^{1,27}}$

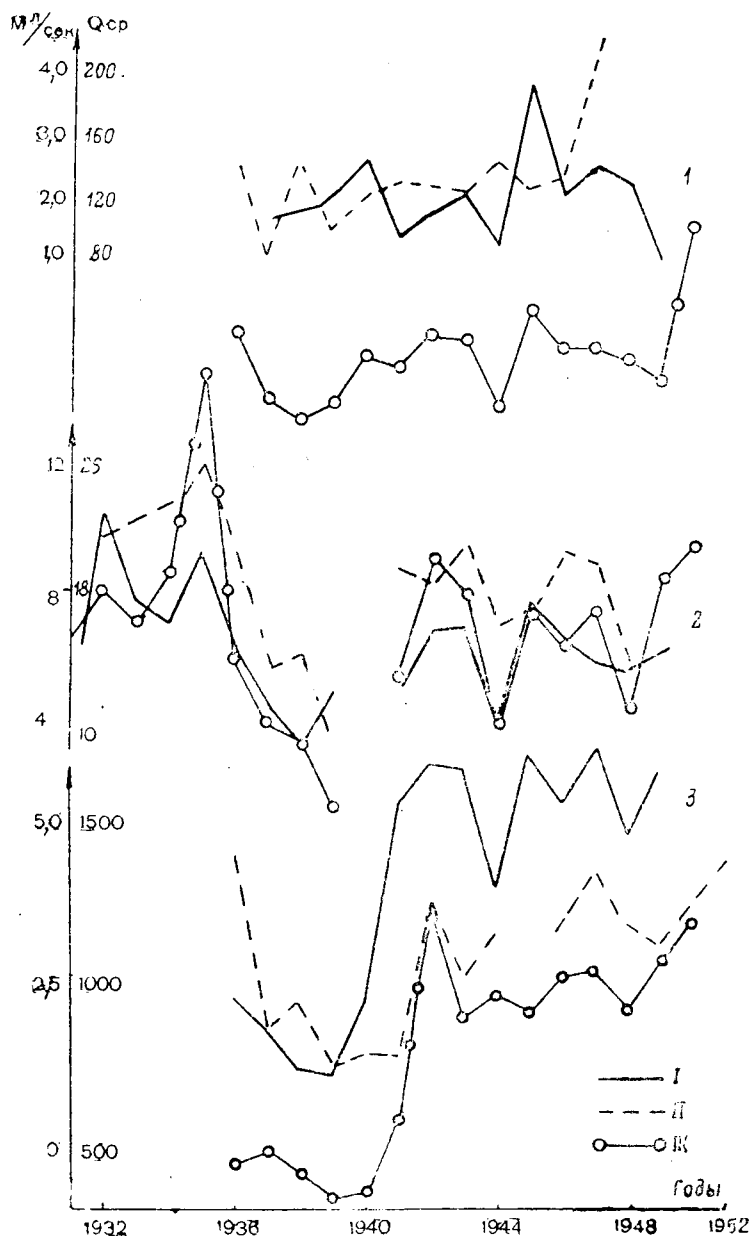


Рис. 80. Графики минимальных модулей за зимний сезон среднегодовых расходов и расходов меженных (за 3 месяца до ледостава).

I — модуль стока, минимальный за зимний сезон; *II* — расход, средний за год; *III* — расход за три месяца до ледостава. 1 — р. Унга, г. Макарьев; 2 — р. Селижаровка, пос. Яровинка; 3 — р. Волга, г. Кинешма.

Уравнения составлены для года, в котором кривые снижения водоносности в зимний сезон имели плавный характер и в достаточной мере обоснованы измеренными расходами воды.

Для ряда других лет наблюдений они имеют весьма сложный вид, что лишь отчасти определяется процессом действительного изменения водоносности, и неправильность их очертаний объясняется главным образом недостаточной удовлетворительностью методов подсчета ежедневных расходов воды при малом числе их измеренных величин, в связи с чем кривые больше отражают ход уровней, чем расходов. Поэтому данные табл. 59 относятся к условиям наименьшей неравномерности влияний ледовых образований на транзит русловых масс воды.

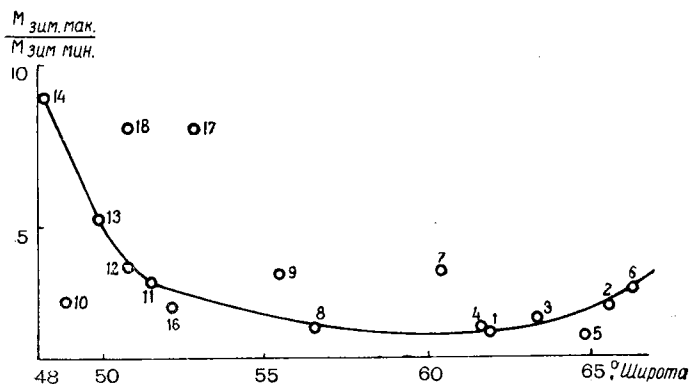


Рис. 81. Изменение с широтой места отношений наибольших средних за зимний сезон модулей стока к наименьшим за тот же период с 1936 по 1950 гг.

1—р. Печора, с. Якш.; 2—р. Печ. га. с. Усть-Цильма; 3—р. Северная Двина; с. Звоз; 4—р. Рычегда, г. Сыктывкар; 5—р. Пинега, с. Кулогоры; 6—р. Уса, г. Макариха; 7—р. Кама, с. Гайны; 8—р. Кама, с. Яромасга; 9—р. Белая, г. Бирск; 10—р. Дон, г. Калач; 11—р. Хопер, г. Балашев; 12—р. Хопер, г. Новохаперск; 13—р. Медвеца, хут. Арчелинский; 14—р. Калитва, с. Погорел во; 15—р. Самара, с. Новосергеево; 16—р. Самара, с. Ельшанск; 17—р. Урал, г. Кашумский.

Зимний сезон следует рассматривать как время затрудненного руслового стока вод, сохранившихся от периода открытого русла. Исходя из этого, должна существовать связь между величиной стока за год и за зимний сезон, что хорошо подтверждается для ряда случаев довольно близким ходом их календарных графиков (рис. 80).

Судя по сериям наблюдений 15—20-летней продолжительности, изменчивость зимнего стока относительно небольшая. Отношение среднезимнего максимального модуля стока к минимальному в лесной зоне невелико, но резко увеличивается в зоне степей (рис. 81). Обращает на себя внимание увеличение этих отношений в районе вечной мерзлоты, что определяется малой интенсивностью грунтового питания при высоком поверхностном стоке. В связи с тем, что средний годовой сток за последние 15—20 лет (с 1930—1935 по 1950 г.) близок к многолетней нор-

ме, можно и зимний сток, средний за эти годы, полагать в первом приближении близким к среднемноголетней величине и, следовательно, можно использовать эти данные для построения карты среднезимних модулей стока (рис. 82). При этом более короткие ряды были приведены к пятнадцатилетней продолжительности.

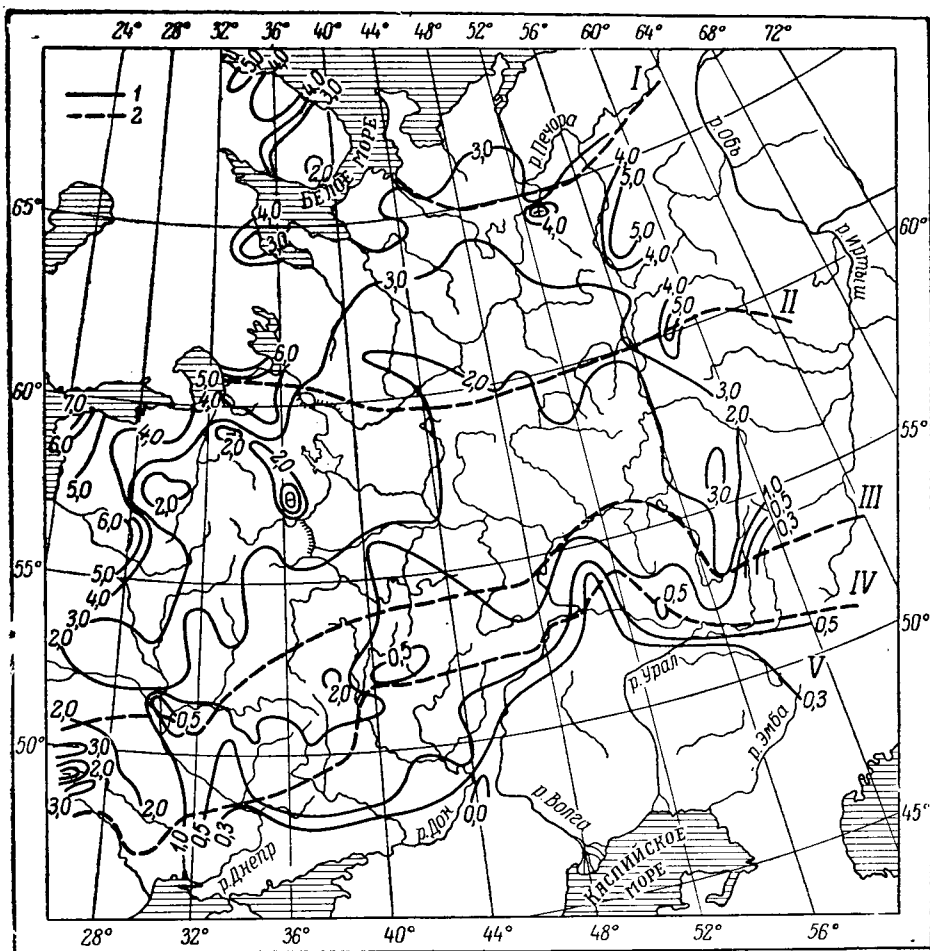


Рис. 82. Карта средних модулей стока за зимний сезон в л/сек с 1 км².
1 — изолинии модулей стока; 2 — границы ландшафтных зон.

Следует отметить, что в ряде случаев связи между длинными и короткими рядами оказывались неудовлетворительными, вследствие чего последние при построении карты не принимались во внимание. Для построения карты использованы данные по неозерным рекам. Составленная таким образом карта среднезимних модулей стока отличается от опубликованной Д. Л. Соко-

ловским [33] несколько иным расположением изолиний и меньшей величиной модулей, что подтверждается данными табл. 60.

В распределении средних за зимний сезон модулей стока, так же как и на карте среднемноголетних модулей годового стока Б. Д. Зайкова [171], проявляется зональность, что хорошо иллюстрируется графиками средnezимнего и среднегодового стока, построенными по меридиану 48° восточной долготы (рис. 83).

Среднезимние модули стока в основном определяются стоком верхних грунтовых вод, а в местах разгрузки нижних водоносных горизонтов отражают и этого рода питание. Поэтому, с одной

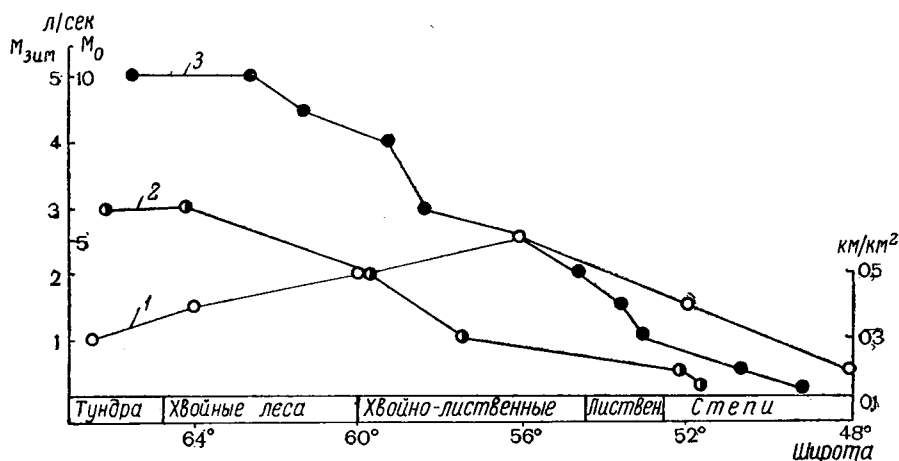


Рис. 83. График изменения среднегодовых и средних за зиму модулей стока с севера на юг по 48° восточной долготы.

1 — коэффициент густоты речной сети в км/км²; 2 — средние за зиму модули стока; 3 — среднегодовые модули стока.

стороны, зональный характер распределения средnezимнего стока является непосредственным следствием зональности формирующего его фактора — грунтовых вод, с другой, особенности распределения местного характера оказываются определенными спецификой геологии и гидрогеологии водосборных бассейнов.

Так, например, в районе Волыно-Подольской возвышенности, в верховьях рр. Стохода, Горыни, Случи выделяется область повышенных модулей зимнего стока.

Высокое грунтовое питание этих рек определяется залеганием у поверхности их бассейнов дресвы и трещиноватых слоев пород Украинского щита.

Повышенные модули зимнего стока в бассейнах рр. Сейма, Сосны, верховий Оскола связаны с распространением здесь песчаных фаций пород нижнего мела и нижних отделов верхнего мела.

Минимумы зимнего стока локального характера непосредственно к югу от г. Таллина и в бассейнах рр. Ижоры, Тосны располагаются в районах выходов известняков.

Своеобразное, меридиональное расположение изолиний модулей от оз. Чудского до р. Березины с понижением их значений к востоку совпадает с проходящей здесь границей смены залегающих к западу от нее песчаных и к востоку песчано-глинистых пород.

Обширный район бассейнов р. Вятки и правых притоков Средней Камы с пониженным зимним стоком приурочивается к зоне распространения мергелей и глин пермо-триаса. Значительное повышение размеров стока отмечается на выходах известняков в бассейне р. Ухты.

Приведенные примеры с очевидностью выявляют влияние гидрогеологических условий на размеры зимнего стока. Поэтому у рассматриваемой карты в распределении изолиний зимнего стока много общего с границами районов подземных вод сферы дренирования реками на карте М. П. Распопова [172]. На обеих картах довольно хорошо оконтуриваются зоны северных и хвойно-лиственных лесов и степей.

В этом отношении особо характерно оконтуривание изолиниями зоны хвойно-лиственных лесов, протянувшейся узкой полосой от Припятского Полесья до р. Чусовой. Зональный характер распределения зимнего стока хорошо виден по данным табл. 60.

Таблица 60

Распределение средних и среднемесячных минимальных за зимний сезон модулей стока по ландшафтным зонам Европейской части СССР

Зона	Значение модулей стока зимнего сезона (в л/сек с 1 км ²)	
	средние за сезон	среднемесячные минимальные
Полоса тундровая	3,0	2—3
„ хвойных лесов	3,2	1—3
„ смешанных лесов	2,1	1—2,5
„ лесостепная	0,74	0,5—1,5
„ степная	0,35	0,0—0,5

Примечание. Деление на зоны принято по Л. С. Бергу [149], среднемесячные минимальные модули даны по карте Л. Н. Попова [33].

Реки полосы хвойных лесов оказываются наиболее обеспеченными в зимний сезон по сравнению с реками других ландшафтных зон.

Сравнительно высокой водоносностью в рассматриваемый сезон обладают и реки тундровой полосы, что объясняется наличием больших запасов вод в озерах и болотах.

Для суровых зимних условий северо-востока Сибири А. Г. Левиным [48] отмечается увеличение стока этого сезона в районах с большой мощностью снежного покрова и, наоборот, меньшая его величина на реках, протекающих в малоснежных областях.

Такая связь, видимо, определяется различной степенью промерзаемости водоносных слоев при разной мощности снежного покрова.

Зональный характер распределения модулей стока зимнего сезона предопределяет более или менее одинаковые внутри зоны условия питания, и водоносность рек изменяется главным образом в зависимости от глубины вреза долины.

Этот последний фактор для рек, протекающих с юга на север в лесной зоне еще более усиливается увеличивающейся в этом направлении увлажненностью местности и, наоборот, для протекающих в обратном направлении ослабляется уменьшением ее вниз по течению.

Крупные реки, текущие из лесной зоны к югу, ниже по течению вступают в местности, мало обеспеченные осадками и с глубоким залеганием грунтовых вод. Поэтому их модули зимнего стока с увеличением площади бассейна уменьшаются, как это хорошо видно на примере р. Волги (рис. 84, кр. I, точки 1—7).

Модули зимнего стока средних и малых рек в общем также обнаружи-

вают связь с величиною площади водосбора, но неодинаковую для рек, имеющих различные условия увлажнения, зарегулированности стока, геологического строения и т. д. Например, точки модулей зимнего стока рр. Селижаровки, Тверцы (9), Онеги и др. со значительно зарегулированным стоком на рис. 84 сгруппировались у кр. II, а протекающие южнее с малой выравненностью стока (рр. Руза (19), Москва (21), Клязьма и др.) расположились у кр. III; модули зимнего стока лесостепных пространств (рр. Арчеда (20), Ворона (29), Медведица (33, 34), Чир (28) и др.) оказались меньше, чем у рек лесной зоны и на рис. 84 расположились вблизи абсциссы.

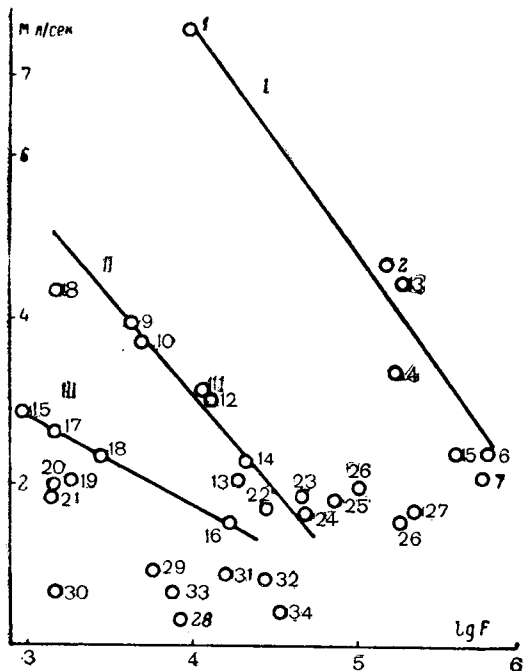


Рис. 84. Связь между площадью бассейна и средним за зимний сезон модулем стока (средним за период с 1936 по 1950 г.) (номера при точках соответствуют номерам по тексту).

В качестве примера рек, протекающих с юга на север, рассмотрена р. Ока (22—27), у которой вниз по течению модули стока за зимний сезон увеличиваются, несколько снижаясь в самых низовьях, где распространены маловодопроницаемые четвертичные отложения. На рис. 84 точки модулей стока этой реки расположились почти линейно, с тенденцией к повышению с увеличением площади бассейна.

Таким образом, при общем зональном законе распределения модулей зимнего стока его размеры во многом определяются гидрогеологическими условиями водосборных площадей, степенью зарегулированности стока и характером увлажнения различных частей бассейна.

МИНИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ РЕК В ЗИМНИЙ СЕЗОН

Минимальные расходы зимнего сезона для зоны избыточного и во влажные годы зоны неустойчивого увлажнения представляют собою и годовые минимумы. В зоне недостаточного увлажнения они являются сезонной характеристикой.

Для мелких перемерзающих рек понятие о минимуме стока теряет свое содержание и для практических целей становится важным уже другой вопрос — время начала и продолжительность периода нулевого стока.

Минимальные расходы воды, как правило, наблюдаются в конце сезона, но в ряде случаев они проходят в его начале.

Продолжительность периода с минимальными расходами, если он наблюдается в начале сезона, невелика (не превышает несколько суток), а в конце сезона растягивается на одну, две и более декад.

Минимумы зимнего стока в начале сезона формируются на таких реках, замерзание которых по всей длине или на участках значительной протяженности происходит с продвижением кромки ледяного покрова сверху вниз по течению.

Русловые перераспределения стока, вызванные процессами формирования ледяного покрова, представляют собой основной фактор, обуславливающий появление первого минимума. (Подробнее этот вопрос см. в гл. III.)

Второй зимний минимум, проходящий в конце сезона, чаще всего бывает ниже первого, а при многоводной осени, как правило, ниже.

На реках, протекающих с юга на север, кратковременные понижения стока в начале сезона обычно мало выражены. К такого рода рекам относятся все реки Сибири и Европейской части территории СССР, впадающие в Белое и Баренцево моря.

Если первого рода минимумы стока являются результатом временных его перераспределений, то второго — следствием длительной и более или менее равномерной сработки водных запасов.

Продолжительность периода с минимальным стоком неодинакова в разных географических зонах в связи с различными условиями питания рек грунтовыми водами. Наименьшая продолжительность зимней межени наблюдается в лесной зоне, наиболее обеспеченной грунтовыми водами, и наибольшая — в зонах вечной мерзлоты и степной с обедненным грунтовым питанием рек (табл. 61).

Таблица 61

Продолжительность периода стояния наинизших расходов воды в зимний сезон 1948/49 г.

Пункт наблюдений	Площадь водосбора (в км ²)	Географическая зона	Координаты створа		Продолжительность периода (в днях)
			широта	долгота	
р. Пур, г. Самбург . .	66 800	Тундра и сев. леса	64°04'	78°10'	60
р. Сев. Сосьва, Сосьвинская культбаза . .	70 800	Сев. леса	63 44	61 54	45
р. Конда, с. Болчары . .	49 500	Хвойные леса	59 49	68 49	23
р. Кеть, пос. Максимкин Яр	40 500		58 39	84 40	25
р. Иртыш, г. Омск . .	303 000	Лесостепь	55 00	73 21	50
р. Тобол, г. Костанай . .	44 300		53 12	63 38	55
" " с. Грищенко . .	13 600	Степь	52 23	61 43	106
р. Ишим, г. Акмолинск .	7 400	"	51 09	71 25	106

В последней зоне на реках с небольшими водосборами, как, например, на верхнем Тоболе, продолжительность зимней межени особенно велика, из-за недостаточного дренирования водоносных горизонтов сравнительно мало врезанной долиной реки.

В районах с суровой зимой и обедненным грунтовым питанием период малой водоносности для рек с небольшими водосборами превращается в период промерзания.

В бассейнах рр. Яны, Индигирки, Колымы промерзает большинство рек с площадью бассейнов меньше 6000 км². А. Г. Левин дает формулу расчета продолжительности периода промерзания на таких реках

$$M = 225 - 10 \lg(F + a),$$

где F — площадь бассейна, a — параметр, характеризующий гидрогеологические условия.

Следует отметить, что эта формула не может быть применена для рек, питающихся в зимний сезон преимущественно подмерзлотными водами.

М. Е. Шевелев [173], Н. Д. Антонов [174], А. М. Норватов [175] обратили внимание на связь величин зимних минимумов стока с площадью бассейна. В. В. Пиотрович объяснил эту связь уменьшением суммарной длины речной сети при переходе от

открытого состояния русла к закрытому, что сильнее проявляется на малых бассейнах.

К этому необходимо добавить, что при увеличении площади бассейна увеличиваются дренируемые запасы грунтовых вод, а включающиеся новые водосборы могут находиться в других физико-географических и климатических условиях. Так, в частности, для р. Оки, на основании данных о которой В. В. Пиотрович пришел к указанному выше выводу об уменьшении суммарной длины речной сети при переходе рек к зимнему состоянию, нарастание площади бассейна от истоков к устью происходит за счет все более и более увлажненных местностей. Поэтому чем ниже по течению р. Оки рассматриваемый участок, тем большими оказываются и среднегодовой и минимальный стоки за зиму.

Следует отметить, что вообще связь между величиной среднегодовых и минимальных модулей за зимний сезон оказывается достаточно тесной (рис. 83).

В качестве примера можно привести р. Тобол, увеличивающую свою водоносность вниз по течению, вследствие чего ее минимальные за зимний сезон модули стока также повышаются от истока к устью. Наоборот, р. Иртыш, обладающая относительно большей водоносностью в верховьях и меньшей к нижнему концу транзитного участка, обладает и меньшими, чем сверху, величинами зимних минимумов стока (табл. 62).

Таблица 62

Минимальные модули за зимний сезон для различных площадей бассейна

Пункт наблюдений	Площадь бассейна (в км ²)	Период наблюдений	Наименьший минимальный модуль стока за зимний сезон (в л/сек с 1 км ²)
р. Иртыш, г. Усть-Каменогорск .	144 200	1904—1935	1,49
" " г. Усть-Ишим	526 800	1891—1939	0,59
" " г. Тобольск	955 500	1891—1951	0,52
р. Тобол, г. Кустанай	44 340	1932—1951	0,01
" " г. Курган	136 400	1912—1951	0,02
" " г. Ялуторовск	210 400	1892—1950	0,08
" " с. Липовка	391 700	1932—1951	0,28

То же можно отметить и относительно рр. Урала, Дона и др.

В зимнем стоке значительную роль играют запасы аллювиальных вод и верховодки.

На реках, протекающих в районах, не подверженных зимним оттепелям, происходит расходование запасов вод без пополнения и поэтому чем период расходования продолжительнее, т. е. чем позже по сроку наблюдается минимум стока, тем он должен быть меньше (рис. 85). Для рек с добавочным питанием зимой

от таяния снега при оттепелях подобные связи должны быть мало удовлетворительными, например для р. Днепра.

Изменчивость минимальных модулей зимнего стока в общем того же порядка, что и среднегодового, как это подтверждается сравнением соответствующих коэффициентов вариации для рек бассейна р. Дона (табл. 63). Необходимо отметить, что для северных притоков этой реки (рр. Сосны, Воронежа) и для главной артерии бассейна коэффициенты вариации зимних минимумов и среднегодового стока имеют одни и те же значения. Для южных объектов, особенно малых, например для рр. Сев. Донца у г. Змиева, Чира у стан. Обливской, зимние минимумы имеют более высокие значения коэффициентов вариации, чем среднегодовые модули стока.

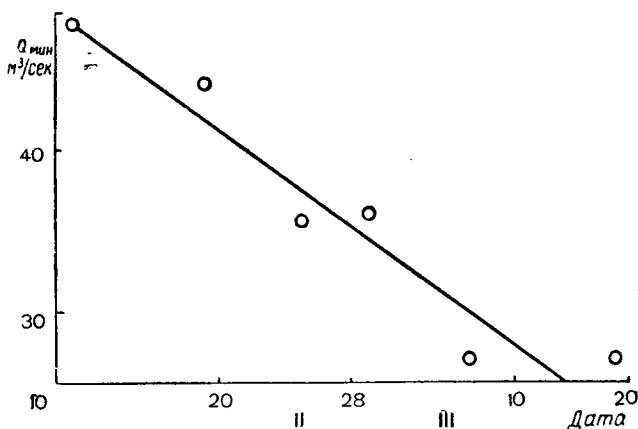


Рис. 85. Зависимость зимних минимальных расходов воды от сроков их наступления. Р. Уда, 1942—1948 гг.

Увеличение коэффициентов вариации зимнего стока в пределах рассматриваемого бассейна в направлении с севера на юг является следствием влияния ряда факторов, в частности интенсивности грунтового питания рек, доля которого уменьшается от севера к югу.

Этот последний вывод подтверждается и тем обстоятельством, что для рек, протекающих в районах вечной мерзлоты, т. е. с особенно обедненным грунтовым питанием, например для рек бассейнов Яны, Колымы, коэффициент вариации оказывается еще больше (до 0,80).

Многолетние изменения минимальных расходов воды зимнего сезона представляется возможным проследить по ряду объектов, причем оказывается, что в различных районах ход их не одинаков (рис. 86). Для рек зоны избыточного увлажнения — рр. Тихвинки, Зап. Двины намечается один и тот же характер многолетнего хода минимальных зимних расходов воды, в котором выступает некоторая цикличность. Наметилось два продолжитель-

Значение коэффициентов вариации зимних минимальных модулей стока

Пункт наблюдений	Площадь водосбора (в км ²)	Период наблюдений	Число лет	Характерные за период значения минимальных модулей стока (в л/сек с 1 км ²)			Значения коэффициента вариации модулей стока	
				наименьший	средний	наибольший	зимнего минимального	среднего годового
р. Дон, стан. Казанская	102 000	1927 — 1941, 1945 — 1950	21	0,3	0,5	0,9	0,56	—
„ „ хут. Хованский	169 000	1929 — 1941, 1945 — 1950	19	9,3	0,6	0,9	0,25	—
„ „ пос. Калач	222 000	1925 — 1941, 1944 — 1950	24	0,2	0,6	0,9	0,42	0,42
„ „ стан. Раздорская	378 000	1936 — 1950	15	0,1	0,3	0,6	0,54	0,50
р. Сосна, г. Елец	16 300	1927 — 1937, 1940, 1946 — 1948, 1950	16	0,5	1,2	2,3	0,35	0,38
р. Воронеж, г. Воронеж	21 100	1930 — 1940, 1944 — 1950	18	0,1	0,6	0,8	0,28	0,35
р. Хопер, г. Балашов	14 300	1926, 1931 — 1935, 1937, 1939 — 1942, 1944 — 1950	18	0,2	0,5	1,9	0,56	0,36
„ „ хут. Бесплемяновский	44 900	1930 — 1944, 1946 — 1950	19	0,2	0,6	3,9	0,53	—
р. Медведица, хут. Арчединский	33 700	1928 — 1942, 1945 — 1950	21	0,1	0,3	0,6	0,48	—
р. Чир, стан. Обливская	8 540	1925, 1926, 1933 — 1941, 1945 — 1950	17	0,1	0,1	0,5	0,77	0,50
р. Сев. Донец, г. Змиев	16 600	1925 — 1940, 1944 — 1949	22	0,1	0,4	1,3	0,55	0,45
„ „ г. Лисичанск	52 400	1925 — 1941, 1944 — 1950	24	0,2	0,4	0,8	0,39	—
р. Оскол, г. Купянск	12 720	1935 — 1945, 1950	13	0,2	0,3	0,5	0,33	—

Примечание. Коэффициенты вариации среднегодовых модулей стока определены по формуле $C_v = a \cdot 0,063 \lg (F + 1)$,

ных, приблизительно по 30 лет, цикла, на фоне которых выступают другие с продолжительностью в 8—9 лет.

Изменение по территории характера колебаний минимальных за зимний сезон модулей стока в общем согласуется с данными

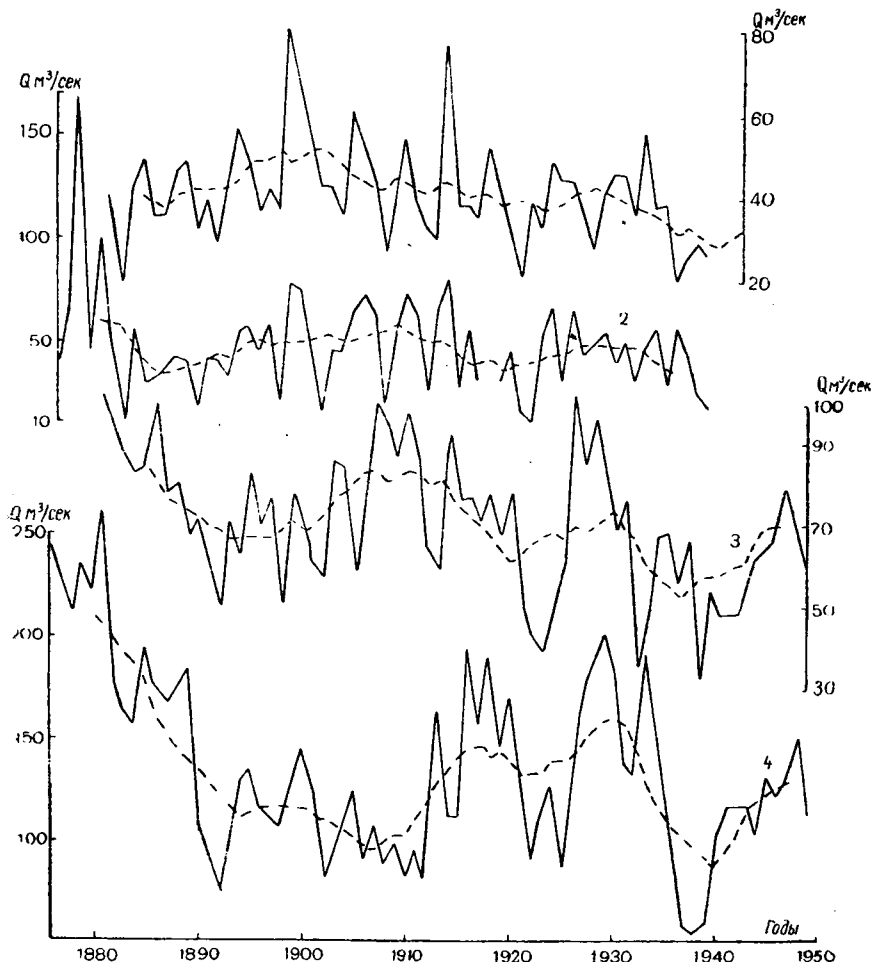


Рис. 86. Графики колебаний минимальных зимних расходов воды и сглаженных по десятилеткам (— —)

1 — р. Тихвинка, с. Горелуха; 2 — р. Зап. Двина, г. Витебск; 3 — р. Ока, г. Калуга; 4 — р. Дон, г. Калач.

П. С. Кузина [176] о гидросиноптических районах, выделенных им по отношению к среднегодовому стоку. Например, для рр. Тихвинки и Зап. Двины, Оки у г. Калуги и Дона у г. Калача циклы колебаний рассматриваемой характеристики однозначны и противоположны по знаку изменениям зимних минимумов стока р. Днепра, а также рр. Дона и Кубани. Амплитуда цикличе-

ских колебаний зимних минимальных модулей стока возрастает с севера на юг, что в свою очередь в общем совпадает с данными Т. Н. Кочуковой [177] о характере изменений модульных коэффициентов годового стока.

Таким образом, отмеченная ранее связь между среднегодовым стоком и стоком за зимний сезон распространяется и на минимумы последнего.

В XX столетии выделилось два больших цикла, а именно: с 1890 по 1921 г. и с 1922 по 1940 г. с максимумами соответственно в 1907 и в 1926 гг.

Подмеченная цикличность в многолетнем ходе минимальных зимних расходов не представляется случайной, а является следствием колебаний водоносности рек, в свою очередь определяемых климатическими факторами, из которых наибольшая роль принадлежит осадкам и температурам воздуха.

Процесс трансформации осадков в речной сток с учетом замедленности подхода в реки инфильтрационной части осадков подробно рассмотрен Ф. И. Быдиным [178].

В настоящее время указанное обстоятельство принимается во внимание при составлении прогнозов, например в методике К. Л. Поповой [179]. В зарубежной литературе существует довольно много исследований, отмечающих влияние изменений одних элементов водного баланса за предшествующие сезоны и даже годы на состояние других в последующие сезоны, например работы Х. Боллман [180], Р. Л. Кушман и Л. Халпен-ни [181].

Размеры бассейна и геологическое его строение определяют продолжительность периода трансформации осадков в минимальный зимний сток и поэтому он неодинаков для малых и больших водосборов и в общем меньше для первых и больше для вторых. Установление связей между осадками и зимним минимальным стоком с учетом периода трансформации открывает возможности для сверхдолгосрочного прогнозирования стока.

В связи с необходимостью сглаживания ежегодных значений стока и формирующих его факторов в дальнейшем эти характеристики рассматриваются в виде интегралов их отклонений от многолетней средней величины.

Так как влияние температур воздуха в зонах недостаточного, неустойчивого и избыточного увлажнения на формирование минимального зимнего стока различное, были установлены связи для рек, протекающих и в этих зонах: р. Урал для первой зоны, р. Дон для второй и р. Нева — для третьей, являющихся в соответствующих частях течения характерными для данных зон. Кроме того, в анализ включена и р. Ока, берущая начало в зоне с неустойчивым увлажнением и заканчивающаяся в зоне с избыточным увлажнением.

Для всех этих объектов вычислены интегралы отклонений

минимальных зимних расходов от их нормы, интегралы отклонений от нормы среднегодовых температур воздуха и осадков по метеостанциям, расположенным в их бассейнах.

Интегральные кривые по последнего рода данным, как и предполагалось, имеют лучшее совпадение по ходу с такими же кривыми минимальных модулей стока при некотором сдвиге по фазе вперед.

Величина этого сдвига представляет собой продолжительность трансформации выпадающих осадков в зимний минимальный сток.

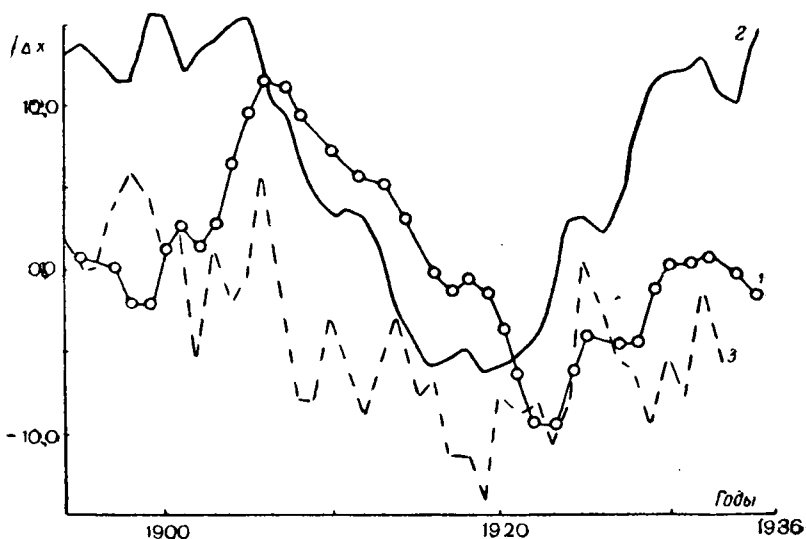


Рис. 87. Интегральные графики отклонений минимальных модулей за зимний сезон от нормы, отклонений от нормы годовых сумм осадков и среднегодовых температур воздуха. Р. Нева. 1 — минимальные за зиму модули стока, в/п г. Шлиссельбург; 2 — осадки, г. Сердоболь; 3 — температура воздуха, г. Вышний Волочок.

Календарные графики в указанной форме зимних минимальных модулей стока, среднегодовых температур воздуха и годовых сумм осадков для р. Невы совпадают при сдвиге температур и осадков на 3—4 года вперед (рис. 87). Графики связей этих величин, построенные при вариантах сдвига на 3 и 4 года, показывают, что наилучшее совпадение достигается при первой величине сдвига (рис. 88).

Точки связей рассматриваемой характеристики стока с температурами воздуха за период с 1897 по 1904 г. в поле координат располагаются правее и ниже точек последующих лет, но с той же тенденцией к увеличению значений функции при повышении значения аргумента. Как следует из графиков многолетних изменений интенсивности атмосферной циркуляции, состав-

ленной А. А. Гирсом [122, 167], первый период соответствует времени падения интенсивности циркуляций западных и максимума меридиональных форм, а с 1904 по 1935 г. нарастания и явного доминирования западных переносов (рис. 78).

Связь с осадками в общем оказалась при обоих вариантах сдвигов одинаково тесной.

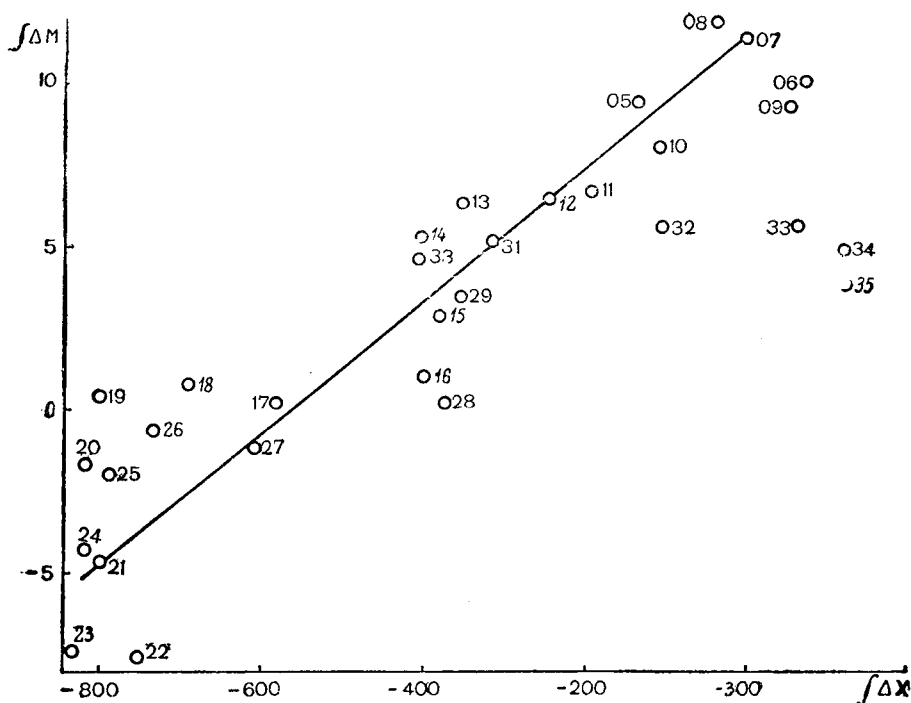


Рис. 88. Интегральный график связи отклонений зимних минимальных модулей стока от нормы с отклонениями от нормы годовых сумм осадков при их сдвиге вперед на 3 года. Р. Нева, в/п г. Шлиссельбург, метеостанция г. Сердоболь (номера при точках соответствуют годам наблюдений стока).

За период роста интенсивности циркуляций западных форм (1904—1930 гг.) связь стока с осадками оказалась тесной и почти отсутствующей для 1932—1935 гг. — начала уменьшения интенсивности переносов влаги с запада.

Коэффициенты корреляции, подсчитанные для связей рассматриваемых характеристик за период 1905—1930 гг. оказались вполне удовлетворительными, а с учетом и температур воздуха — очень высокими (табл. 64).

Для верховьев р. Оки, заложенных южнее бассейна р. Невы, такого рода связи оказываются наиболее тесными при сдвиге в 2 года, но за период 1936—1952 гг. хорошая связь получается и при сдвиге в 1 год (рис. 89; 90; 91, кр. I, табл. 64).

Коэффициенты корреляции между минимальными зимними расходами и климатическими факторами

Название реки и замыкающего створа	Название метеостанции	Период наблюдений, принятый для расчета	Величина сдвига по фазе температур и осадков (количество лет)	Коэффициент корреляции для $Q_{\min}$		
				по температурам воздуха	по осадкам	по трем переменным
Нева, г. Петрокрепость ¹ . . .	г. В. Волочок, г. Сердоболь	1902—1930	3	0,75	0,87	0,90
Ока, г. Муром . . .	с. Починки	1914—1935	2	0,70	—	—
" " " . . .	"	1931—1941	2	—0,42	—	—
" " " . . .	"	1939—1952	2	0,69	—	—
Дон, г. Калач ² . . .	г. Михайлов	1936—1952	1	0,70	0,13	0,84
" " " . . .	г. Балашов	1926—1938	1	—0,86	—	—
Урал, г. Чкалов . . .	"	1938—1949	1	0,61	—	—
" " " . . .	г. Чкалов	1935—1951	1	—0,76	0,81	0,90

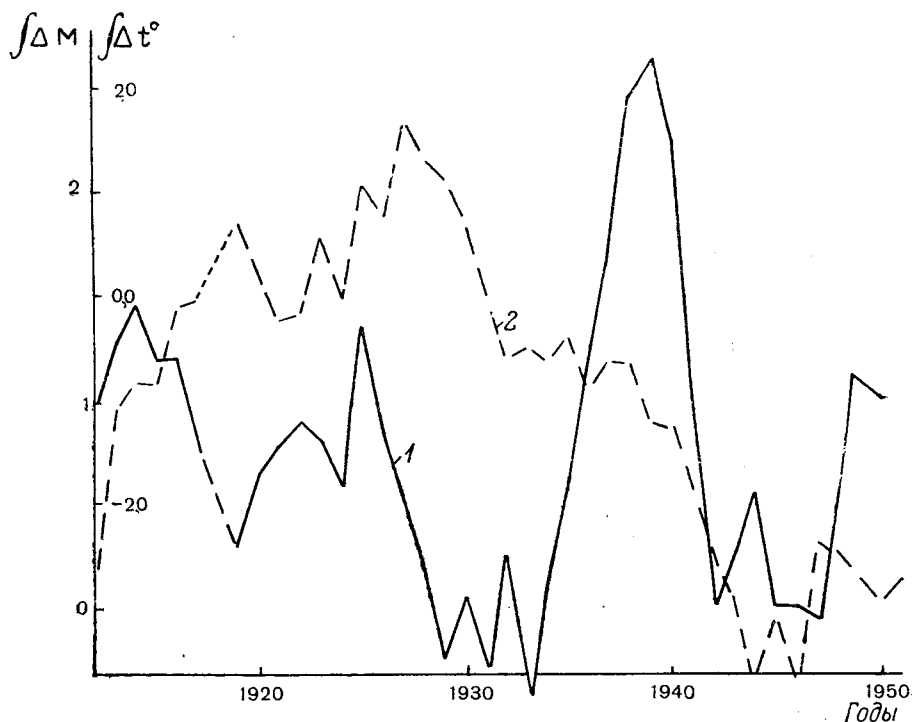


Рис. 89. Интегральные графики отклонений минимальных модулей стока за зимний сезон от нормы и отклонений от нормы среднесуточных температур воздуха. Р. Ока, в/п г. Муром, метеостанция с. Починки.

1 — интегралы отклонений от нормы температуры воздуха; 2 — интегралы отклонений от нормы минимальных за зиму модулей стока.

¹ Температура дана по ст. В. Волочок, осадки — по г. Сердоболь.

² Определение коэффициента ненадежно из-за малого количества членов ряда.

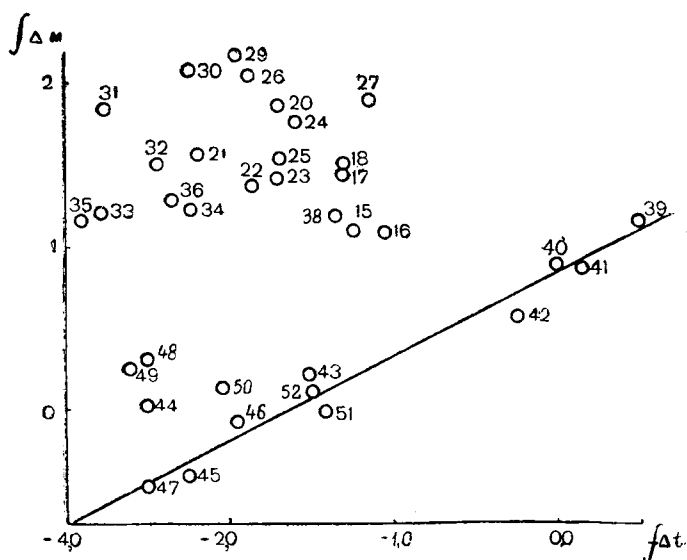


Рис. 90. Интегральные графики связи отклонений зимних минимальных модулей стока от нормы с отклонениями от нормы среднегодовых температур воздуха при их сдвиге на 1 год вперед. Р. Ока, в/п г. Муром, метеостанция с. Починки (номера при точках соответствуют годам наблюдений стока).

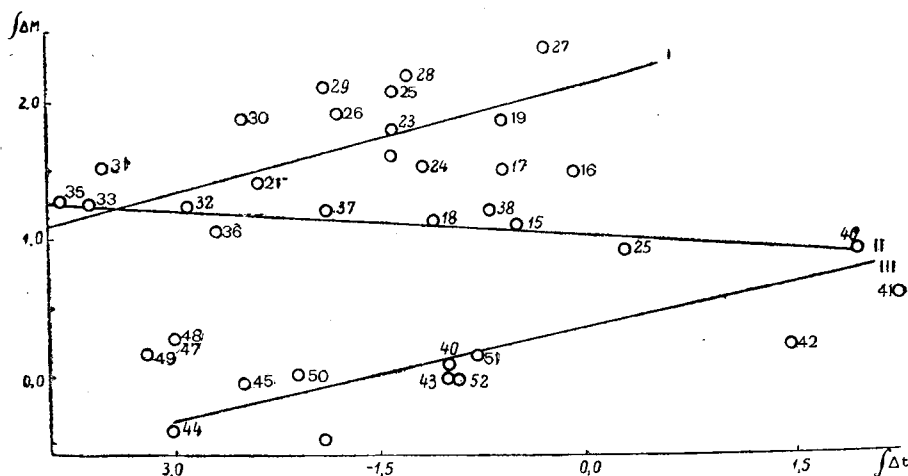


Рис. 91. Интегральные графики связи отклонений зимних минимальных модулей стока от нормы с отклонениями от нормы среднегодовых температур воздуха при их сдвиге вперед на 2 года. Р. Ока, в/п г. Муром, метеостанция с. Починки (номера при точках соответствуют годам наблюдений стока). I — кривая за период 1914—1935 гг.; II — кривая за период 1931—1941 гг.; III — кривая за период 1939—1952 гг.

В период с 1931 по 1941 г. западные переносы уменьшились, а восточные усилились, что повлекло за собой понижение увлажненности бассейна при одновременном повышении температуры воздуха за летний сезон, т. е. бассейн р. Оки оказался в этот период в состоянии недостаточного увлажнения. В связи с этим связь между зимними минимальными модулями стока и температурами воздуха за это время характеризуется коэффициентом корреляции с отрицательным знаком (рис. 91, кр. II).

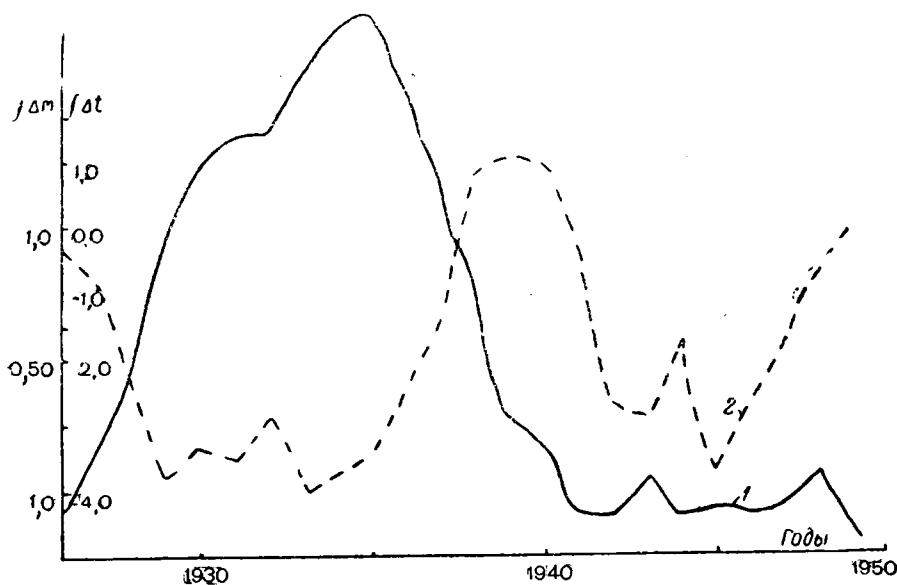


Рис. 92. Интегральные графики отклонений зимних минимальных модулей стока от нормы и отклонений от нормы среднегодовых температур воздуха. Р. Дон, в/п г. Калач, метеостанция г. Балашов.

1 — график интегралов отклонений от нормы минимальных за зиму модулей стока;
2 — график интегралов отклонений от нормы температур воздуха.

В последующий период более или менее стационарного состояния атмосферной циркуляции восточных форм и повышения интенсивности меридиональных переносов (с 1939 по 1952 г.) снова устанавливается между ними довольно тесная прямая связь (рис. 91, кр. III). Коэффициент корреляции для этого последнего периода по трем переменным (сток, осадки и температуры воздуха) получился весьма высоким $r = 0,84$.

Аналогичные результаты получены и для р. Дона, но здесь в связи с более южным расположением по сравнению с р. Окой сильнее выявилось в период преобладания восточных циркуляций атмосферы отрицательное влияние температур воздуха на минимальный сток (рис. 92, 93).

Данные по р. Уралу, протекающему в наиболее засушливых условиях из всего рассмотренного ряда бассейнов, выявляют

отрицательное влияние температур воздуха на формирование зимних минимумов стока и в период с 1935 по 1951 г. (рис. 94) степень связи между этими характеристиками выражается коэффициентом корреляции $r = -0,76$, а связь стока с осадками предшествующего года определилась коэффициентом $r = 0,86$. Коэффициент корреляции по трем переменным оказался равным $r = 0,90$.

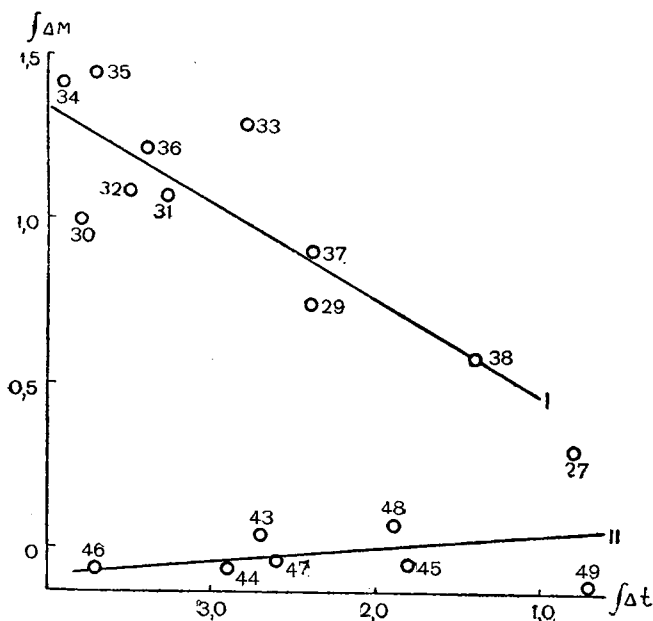


Рис. 93. Графики связи отклонений зимних минимальных модулей стока от нормы с отклонениями от нормы среднегодовых температур воздуха при их сдвиге вперед на 1 год. Р. Дон, в/п г. Калач, метеостанция г. Балашов (номера при точках соответствуют годам наблюдений стока).

I — кривая связи за период 1928—1938 гг.; II — то же за период 1938—1949 гг.

Из сопоставления данных по различным рекам можно сделать следующие выводы о степени и виде связей минимального зимнего стока с метеорологическими факторами.

1. В зоне достаточного увлажнения температуры воздуха влияют на минимальный сток зимнего сезона в ту же сторону, что и осадки.

2. В зоне неустойчивого увлажнения в годы с повышенной влажностью и пониженными температурами, т. е. в период, когда создаются условия достаточного увлажнения, наблюдается того же вида связь.

В годы с малым количеством осадков и повышенными температурами воздуха связь минимальных модулей стока с этими

факторами, сильно ослабевает и с температурами воздуха даже приобретает отрицательный знак.

3. В зоне недостаточного увлажнения ярко выступает отрицательное влияние температур воздуха на минимальный сток.

4. Разница в характере рассмотренных связей для того или другого бассейна за различные периоды объясняется сменой атмосферных циркуляций.

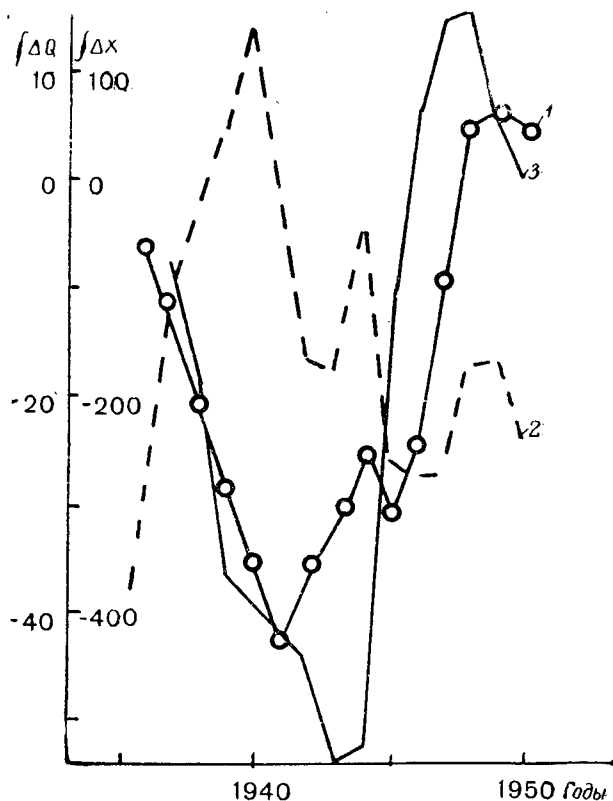


Рис. 94. Интегральные графики отклонений минимальных модулей стока за зимний сезон от нормы и отклонений от нормы среднегодовых температур воздуха. Р. Урал, г. Чкалов.

1 — интегральный график отклонений от нормы минимальных за зиму расходов воды; 2 — то же температур воздуха; 3 — то же осадков.

5. Во всех случаях установления связей для крупных бассейнов они получаются наиболее точными при некотором сдвиге вперед метеорологических элементов. Величина этих сдвигов зависит от регулирующих сток свойств бассейна и показывает период времени, необходимый для трансформации осадков в минимальный зимний сток.

По бассейну р. Оби имеются сведения по зимнему стоку по 162 пунктам, но из них только 22 с сериями наблюдений продолжительностью более 20 лет, подавляющее же число менее 10 лет.

Вследствие неудовлетворительности результатов приводок коротких рядов наблюдений над зимними минимумами стока к

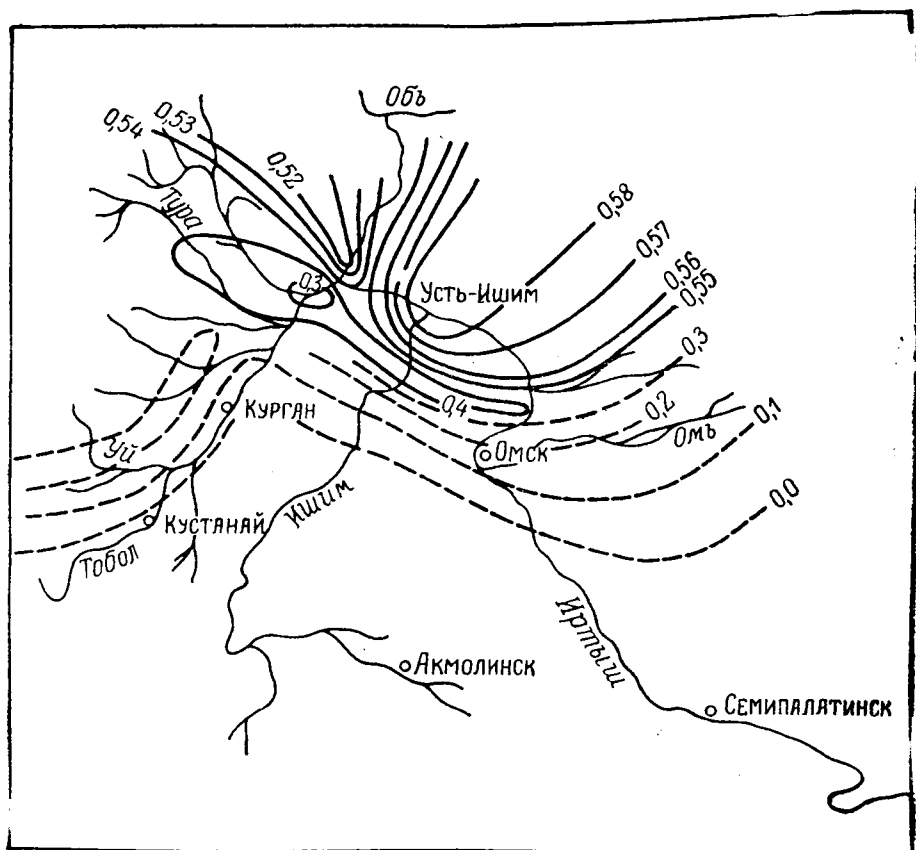


Рис. 96. Карта наименьших за зимний сезон, средних за период с 1936—1950 гг. модулей стока в л/сек с 1 км². Бассейны рр. Тобола, Ишима, Иртыша.

длинным представилось целесообразным составить карты за характерные годы, для которых можно использовать большое число станций. В качестве характерных лет выбраны годы с наименьшими, средними и наибольшими суммами среднемесячных температур воздуха за зимние сезоны. В холодную зиму 1913/14 г. сумма температур, по данным метеорологической станции г. Томска, была равной $-69^{\circ}9$, а в теплую зиму 1944/45 г. $-56^{\circ}6$.

Как и следовало ожидать, изолинии минимальных модулей стока в равнинной части территории вытянуты в направлении с

северо-востока на юго-восток с большим углом наклона в годы с суровой зимой. У восточных склонов Уральского хребта изолинии разворачиваются в меридиональном направлении. Эта часть района, равно как и северо-западные окраины Алтая, отличается повышенными значениями минимальных модулей. По равнинной части изолинии с наивысшими значениями проходят на севере в бассейне р. Пур (рис. 95).

Минимумы зимнего стока плавно уменьшаются от Крайнего Севера в направлении на юг, выделяя довольно значительные депрессии на Обь-Иртышском междуречье. У верховий рр. Тобола и Ишима проходит нулевая изолиния, в суровую зиму несколько передвигающаяся к северу. Точно так же и упомянутая депрессия на Обь-Иртышском междуречье в теплый год располагается южнее, чем в холодный.

В связи с тем, что на больших реках доминирующим фактором, определяющим величину зимнего минимума, является водоносность реки в предшествующий ледоставу период, а на малых реках эта роль переходит к температурам воздуха за сезон, полного параллелизма в изменениях положений изолиний в характерные годы нет. Так, например, на р. Оби у г. Барнаула в осенний сезон, предшествующий суровой зиме 1938/39 г., сток был на 30% больше, чем осенью перед теплой зимой 1944/45 г., поэтому и минимум стока в холодную зиму был на 29% больше, чем в теплую.

Для сравнения приводится карта зимних минимальных модулей стока бассейна рр. Тобола, Иртыша и Ишима, составленная по средним из 15-летней продолжительности рядов наблюдений (рис. 96).

Последняя карта отличается от аналогичной, составленной П. С. Кузиным [183], более южным положением области нулевого стока и значительно сдвинутой к востоку западной ее границей.

ВЫВОДЫ

Формирование зимнего стока происходит на большей части территории СССР в условиях сработки запасов поверхностных и подземных вод бассейнов, причем первая составляющая водного баланса на больших реках представляет источник питания, сравнительно медленно иссякающий.

Распределение зимнего стока по Европейской части Союза подчинено широтной зональности.

Геологическое строение местности и особенности ее гидрогеологии значительно влияют на размеры зимнего стока, часто затушевывая закономерности широтной зональности в его распределении.

Наиболее высокий зимний сток наблюдается на реках этой части Союза в тундровой полосе и полосе хвойных лесов, откуда к югу он уменьшается.

Периоды с минимальным стоком за сезон в своей продолжительности в общем подчинены той же широтной зональности (табл. 60).

Степень изменчивости зимнего минимального стока в общем того же характера, что и среднегодового и увеличивается от лесной зоны к югу (табл. 61).

Многолетние колебания минимального зимнего стока по типу близки к изменениям среднегодового стока, а в своем распределении по территории согласуются с данными П. С. Кузина [176].

На основе учета продолжительности трансформации атмосферных осадков в зимний минимальный сток представляется возможным предвычислять его величину за весьма длительный срок вперед, который для больших бассейнов определяется в 3—4 года, а для средних в 1—2 года.

Вследствие наличия тесной связи минимального стока с формирующими климатическими факторами такое предвычисление может быть выполнено с высокой точностью (табл. 64).

Распределение минимального стока за зимний сезон по азиатской части СССР из-за недостатка сведений может быть представлено лишь по Западной Сибири. Здесь области нулевого стока за зимний сезон охватывают Тобол-Ишимское и Ишимско-Иртышское междуречья южнее линии г. Курган — г. Петропавловск — г. Семипалатинск. Здесь степень суровости зимы относительно мало сказывается на водоносности рек в зимний сезон, так как она зависит главным образом от запасов влаги в предшествующие периоды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Произведенные исследования привели к ряду существенных выводов, например о зональности в распределении основных режимных характеристик зимнего сезона, о влиянии гидрографических факторов на развитие ледообразовательных процессов и процессов вскрытия, о цикличности многолетних изменений сроков вскрытий и замерзаний и их связи с формами атмосферной циркуляции и т. д.

Практическое значение имеют выводы о режиме уровней и расходов воды в предледоставный и зажорно-заторный периоды, как основа для предвычисления минимумов стока в это время.

Выявленные связи коэффициентов шероховатости ледоставного периода с температурами воздуха создают возможность для расчетов стока в годы, не обеспеченные измерениями расходов воды. Практическое значение имеют и закономерности, выведенные для периода вскрытия, например о величине стаивания льда к этому времени на реках с различными гидрографическими характеристиками, температурах воды, о приращении уровней и т. д.

Установленные связи многолетних изменений сроков вскрытий и замерзаний с формами атмосферных циркуляций и интенсивностью солнечной активности намечают путь к сверхсрочному их предвидению. Распределение зимнего стока и его минимумов по территории в общем подчинено широтной зональности, но в то же время хорошо отражает и влияние гидрогеологических факторов. Наличие тесных связей между состоянием стокообразующих факторов за прошлые годы с минимумами стока за зимний сезон в последующие годы позволяет с большой заблаговременностью (1—3 года) предвидеть его размеры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. В. Казанцев. Сезонные колебания стока на юге Европейской части СССР. «Исследования рек СССР», вып. VIII. Л., Изд. ГГИ, 1936.
2. Г. И. Швец. Распределение стока рек УССР по сезонам и месяцам. Киев, Изд. АН УССР, 1946.
3. Ф. И. Быдин. Зимний режим рек и методы его изучения. «Исследования рек СССР», вып. V. Л., Изд. ГГИ, 1933.
4. А. В. Огиевский. Гидрология суши. Сельхозгиз, 1951.
5. М. И. Львович. Опыт классификации рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 6. Л., Гидрометеониздат, 1938.
6. Л. М. Ковалев. Расчеты зимнего стока рек с ледяным покровом. М. — Л., Госэнергоиздат, 1950.
7. А. А. Соколов. Гидрография СССР. Л., Гидрометеониздат, 1952.
8. А. Г. Пронин. О классификации крупных рек по характеру их вскрытия. Вестник ЛГУ, № 1, 1953.
9. Н. Г. Конкина. К вопросу о классификации рек СССР по ледовому режиму. Вестник ЛГУ, № 18, сер. геологии и географии, вып. 3, 1957.
10. Б. П. Панов. Элементы морфологии речных систем. Тр. Ленинградского гидрометеорологического института, т. III. Л., 1953.
11. Н. Н. Соколов. Водный режим рек Волжского бассейна. Казань, Центральное управление транспорта, 1923.
12. В. Б. Шостакович. О вскрытии и замерзании рек и о зависимости между замерзанием и высотой уровня. Сб. С.-Петербургского округа путей сообщения, вып. 8. СПб., 1905.
13. В. Б. Шостакович. Вскрытие и замерзание вод Азиатской России. «Материалы к климатологии Азиатской России». Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. географ. общ., т. XXXVII, 1906 (1909).
14. В. Н. Вальман. Зимний режим р. Свири. Сб. по ледотехнике. Тр. НИИГ. Л. — М., Госстройиздат, 1933.
15. Ф. И. Быдин. Термический и ледовый режим некоторых рек СССР и условия его предвидения. Тр. ГГИ, вып. 9. М. — Л., Гидрометеониздат, 1939.
16. Е. И. Иогансон. Зимний режим р. Волхова и оз. Ильмень. Материалы по исследованию р. Волхова и его бассейна, вып. 14. Л., Изд. строительства Гос. Волховской ГЭС, 1927.
17. Б. Д. Победоносцев. Опыт установления искусственного ледостава на реках. «Метеорология и гидрология», № 4, 1940.
18. Von Heikki Simojoki. Über die Eisverhältnisse der Binnenseen Finnlands. Sonderabdruck aus den Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Ser. A., t. LII, № 06, Helsinki, 1940.

19. Л. К. Давыдов. Вскрытие рек арктической и субарктической зоны СССР. «Проблемы Арктики», № 1. Л., Изд. Главсевморпути, 1939.
20. O. Devik. Über die Eisbildung eines Wasserlaufes und ihren Einfluß auf das Längenprofil. Deutsche Wasserwirtschaft, N 10, 11, 1953.
21. В. В. Пиотровиц. О притоке тепла к нижней поверхности ледяного покрова рек. Тр. ЦИП, вып. 2 (29). М. — Л., Гидрометеиздат, 1947.
22. В. Д. Комаров. Методы краткосрочных прогнозов появления сала и установление ледостава на реках бассейна р. Волги выше устья р. Камы. Тр. ЦИП, вып. 2 (29). М. — Л., Гидрометеиздат, 1947.
23. Ф. И. Быдин. О температуре воды в реках. «Гидротехническое строительство», № 12, 1935.
24. Л. Г. Шуляковский. О подсчете зимнего стока нешугоносных рек. «Метеорология и гидрология», № 2, 1954.
25. P. I. Wemelsfelder. Een onderzoek naar de warmtebalans in een rivier gedurende vort. Ingenieur (Nederl.), № 8, 1956, ss. 29—35.
26. Е. В. Близняк. Река Енисей от г. Красноярска до г. Енисейска. Зимнее состояние реки. Ледоход. Затоны и зимовки. Материалы для описания русских рек и истории улучшения их судоходных условий, вып. 9, ч. II. Пг., 1916.
27. Ф. И. Быдин и П. П. Петруничев. Исследование формулы инженера Порывкина по нарастанию поверхностного льда. Изв. НИИГ, т. IV. Л., 1932.
28. Ф. И. Быдин. К вопросу о природе донного льда и мерах борьбы с ним. Сб. по ледотехнике. Тр. НИИГ, вып. 1. Л., 1933.
29. Ф. И. Быдин. О перемешивании воды за счет термических причин. «Журнал геофизики», т. IV, вып. 1, 1934.
30. Ф. И. Быдин. Схема районирования толщины льда по СССР. «Гидротехническое строительство», № 10, 1935.
31. Р. А. Флерова. Основные методы подсчета зимнего стока рек. Исследования рек СССР, вып. VII. Л., ГГИ, 1935.
32. Е. В. Близняк. Исследование В. Г. Гойта относительно влияния ледяного покрова на расходы воды в реках Соединенных Штатов Америки. Пг., Изд. МПС, 1915.
33. Д. Л. Соколовский. Речной сток. Л., Гидрометеиздат, 1952.
34. Г. К. Лоттер. Влияние условий ледообразования и толщины льда на расчет деривационных каналов. Изв. НИИГ, № 7. Л., Энергоиздат. 1932.
35. Г. К. Лоттер. Изменение режима потоков вследствие воздействия гидротехнических сооружений. Л., Изд. ОНТИ, 1933.
36. П. Н. Белоконь. К вопросу об учете сопротивления в потоке под ледяным покровом. Сб. Нижневолгопроекта, № 6. М., 1935.
37. П. Н. Белоконь. Некоторые вопросы гидравлики потока под ледяным покровом. «Гидротехническое строительство», № 12, 1935.
38. П. Н. Белоконь. О коэффициенте шероховатости ледяного покрова. «Метеорология и гидрология», № 11—12, 1938.
39. П. Н. Белоконь. Инженерная гидравлика потока под ледяным покровом. М. — Л., Госэнергоиздат, 1940.
40. Н. Н. Павловский. Гидравлика, ч. 1, 1938.
41. С. И. Коллупайло. Учет стока р. Неман за 1812—1932 годы. Сб. «IV гидрологическая конференция Балтийских стран». Л., Изд. ГГИ, 1933.
42. Д. Л. Соколовский и В. К. Стабриков. Методы учета зимнего стока реки Волги. М. — Л., ОНТИ, 1935.
43. S. Kollupaila. Die Berechnung der Winterabflussmengen. Tallin, 1928.
44. Б. В. Зонов. Особенности зимнего режима рек северо-востока Азиатской части СССР. Тр. научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири, т. III. Иркутск, 1942.
45. М. А. Великанов. Гидрология суши. Л. — М., Гидрометеиздат, 1948.

46. Л. Г. Шуляковский. О механизме вскрытия рек, текущих на север. Тр. ЦИП, вып. 6 (33). М., Гидрометеиздат, 1947.
- 47а. В. С. Антонов. Уровненный режим р. Лены в весенний и осенний периоды. Тр. Аркт. НИИ Главсевморпути, т. 204. Л., 1956.
- 47б. В. С. Антонов. О методе предсказания вскрытия и замерзания низовий р. Енисея. Л.—М., Главсевморпуть, 1941.
48. А. Г. Левин. Водные ресурсы Колымы. Тр. Дальневосточного научно-исследовательского гидрометеорологического института, вып. ОI. М., Гидрометеиздат, 1954.
49. П. П. Стакле. Условия ледового режима в латвийских реках, в частности в р. Даугаве (Зап. Двина). Сб. «IV гидрологическая конференция Балтийских стран», т. II. Л., Изд. ГГИ, 1933.
50. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, в. 6, ч. 1. Л., Гидрометеиздат, 1944.
51. В. В. Пиотрович. Об уточнении определений некоторых осенних и ледовых явлений. «Метеорология и гидрология», № 9, 1953.
52. В. М. Лохтин. Ледяной нанос и зимние заторы льда на р. Неве. «Материалы для описания русских рек и истории улучшения их судоходных условий», вып. 10, СПб., 1906.
53. М. К. Федоров. Заторные и зажорные явления и их развитие на реке Лене. «Гидрология рек Советской Арктики». Тр. Арктического НИИ, т. 204. Л., Изд. «Морской транспорт», 1956 (62—95).
54. В. П. Бердеников. Методика исследования зажорных явлений. Тр. ГГИ, вып. 55 (109). Л., Гидрометеиздат, 1956.
55. Р. Е. Нежиховский. Затор льда на Неве весной 1956 года. «Природа», № 5, 1957.
56. Г. В. Лопатин. Ледяные зажоры на р. Северной Двине. «Метеорология и гидрология», № 1, 1946.
57. С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель, К. И. Россинский. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. М., Госэнергоиздат, 1947.
58. И. Н. Соколов. К вопросу образования внутриводного льда в потоках. Сб. «Ледотермические вопросы в гидроэнергетике». М.—Л., Госэнергоиздат, 1954.
59. Л. А. Ячевский. Материалы по вопросу об изучении условий образования донного льда. «Гидрологический вестник», № 4. СПб, 1915.
60. С. П. Максимов. Некоторые замечания о волжском льде и шуге. Сб. С.-Петербургского округа путей сообщения, вып. 7. СПб., 1906.
61. М. Ф. Ционглинский. О наблюдениях над замерзанием реки Невы и исследованиях зажоров на ней. СПб, 1905.
62. В. Я. Альтберг. Исследование донного льда в лабораториях и в природных условиях. Геофизический сб., т. III, вып. 1 и 2. СПб., 1916.
63. В. Я. Альтберг. Новое о природе донного льда. Изв. ГГИ, № 1—3. Пг., 1921.
64. В. Я. Альтберг. Современное положение вопроса о молекулярном строении воды и кристаллической структуре льда. Изв. Центрального гидрометеорологического бюро, вып. 7. Л., 1927.
65. В. Я. Альтберг. Донный лед. Л., Изд. ГГИ, 1931.
66. В. Я. Альтберг. Подводный лед. Л., ГОНТИ, 1939.
67. В. К. Альтберг. Силы смерзания льда с некоторыми веществами. Тр. ГГИ, вып. 4 (58). Л., Гидрометеиздат, 1948.
68. Ф. И. Быдин. Изучение роста льда в природных условиях. Изв. НИИГ, т. IV. Л., 1932.
69. Ф. И. Быдин. Зимний режим, прогнозы и борьба со льдом на р. Свири. Сб. «IV гидрологическая конференция Балтийских стран». Л., Изд. ГГИ, 1933.
70. Ф. И. Быдин. О причинах ледообразования на дне водоемов. «Гидротехническое строительство», № 6, 1934.

71. Н. П. Порывкин. Формула нарастания льда в связи с данными исследования на р. Волхове (1922/23 г.). Бюллетень Волховстроя, № 7/1. Л., 1926.
72. Г. К. Лоттери и В. Н. Вальман. Донный лед на р. Волхове в зиму 1928/29 г. Материалы по исследованию р. Волхова, вып. XXIV. Л., 1929.
73. Ф. И. Быдин. Донный лед и меры борьбы с ним. «Гидротехническое строительство», № 2, 1931.
74. Ф. И. Быдин. Затруднения и борьба с шугой на Бозсуйской гидро-станции. Изв. НИИГ, № 8. Л., 1932.
75. Ф. И. Быдин. Ледовые затруднения и борьба с ними по данным иностранной литературы. Изв. НИИГ, № 8. Л., 1932.
76. А. М. Естифеев. Эксплуатационные затруднения на Волховской гидростанции в зимний период и меры, принятые для их устранения. Изв. НИИГ, № 8. Л., 1932.
77. А. М. Естифеев. Основные ледовые процессы и ледовые комплексы (условия их возникновения и развития и значение их при эксплуатации гидро-установок). Изв. НИИГ, т. 25. Л., 1939.
78. Д. С. Артамонов. Действие ледяного покрова на реках Волжского бассейна. Сб. по ледотехнике. Тр. НИИГ, вып. 1. Л., 1933.
79. Ф. И. Быдин. Зимний режим Нижней Волги. Сб. Нижневолжского проекта, вып. 3. Л., 1935.
80. Ф. И. Быдин. Исследование соотношений между температурой воздуха и воды р. Свири. «Гидротехническое строительство», № 2, 1935.
81. А. В. Вознесенский. Некоторые данные исследования зажоров на р. Ангаре. Тр. ВНИТОВТ, т. 2—3. Л., 1937.
82. А. Н. Комаровский. Действие ледяного покрова на сооруже-ния и борьба с ним, ч. I и II. М.—Л., Госэнергоиздат, 1932.
83. В. В. Пиотрович. Избирательная способность образования внутри-водного (донного) льда. «Метеорология и гидрология», № 3, 1938.
84. В. В. Пиотрович. Образование внутриводного (донного) льда на телах различного внутреннего строения. Тр. ГГИ, вып. 11. М.—Л., Гидро-метеиздат, 1941.
85. В. В. Пиотрович. Метод определения теплоприхода на водной поверхности и результат его применения в полевых условиях. Тр. ГГИ, вып. 11. М.—Л., Гидрометеиздат, 1941.
86. Н. К. Платонов. Наблюдения над накоплением снежного и ледя-ного покрова в бассейне реки Дона. Тр. ВНИТОВТ, т. 2—3. Л., 1937.
87. В. Е. Тимонов. К вопросу о теоретических обоснованиях главней-ших ледовых процессов в водоемах. Изв. НИИГ, № 16. Л., 1935.
88. В. П. Вейнберг. Лед. М.—Л., Гос. изд. технико-теоретической ли-тературы, 1940.
89. Г. Р. Брегман и Б. В. Проскуряков. Ледяные переправы. Л., Гидрометеиздат, 1943.
90. Б. В. Проскуряков. Статическое давление льда на сооружения. Тр. ГГИ, вып. 4 (58). Л., 1948.
91. Н. Н. Петруничев. О динамическом давлении льда на гидротех-нические сооружения. «Ледотермические вопросы в гидроэнергетике». М.—Л., Госэнергоиздат, 1954.
92. Н. Н. Петруничев. Статическое давление льда на сооружения. «Ледотермические вопросы в гидроэнергетике». М.—Л., Госэнергоиздат, 1954.
93. Д. Н. Бибииков и Н. Н. Петруничев. Ледовые затруднения на гидростанциях. Л., Госэнергоиздат, 1950.
94. Д. Н. Бибииков. Термический и ледовый режим незамерзающих водных потоков. Автореферат диссертации на соискание ученой степени док-тора технических наук. Л., 1954.
95. Д. Н. Бибииков. О скорости роста внутриводного льда. «Ледотер-мические вопросы в гидроэнергетике». М.—Л., Госэнергоиздат, 1954.
96. А. М. Естифеев. Опыт теории шугохода. Изв. ВНИИГ, Л., 1951.

97. А. М. Естифеев. Метод определения параметров шугосборного бассейна и деривации. «Ледотермические вопросы в гидроэнергетике». М. — Л., Госэнергоиздат, 1954.
98. Hans Breitner. Über die Geschwindigkeit des Dichtenwachstums von Eiskecken. Dtsch. hydrogr. Z., 1953, 6, N 1.
99. F. W. P. Hirsch. Pfannkuchen — Eis auf der Elbe. Natur und Volk, 1954, 84, N 2.
100. А. П. Бурдыкина. Значение механического фактора при вскрытии сибирских рек. «Проблемы Арктики», № 4. Л., Изд. Главсевморпути, 1946.
101. Б. В. Зонов. Наледи и полыньи на реках Яно-Колымской горной страны. Тр. Института мерзлотоведения им. Обручева, т. IV. М. — Л., Изд. АН СССР, 1944.
102. A. Forster. Die Temperatur fließender Gewässer Mitteleuropas. Geographische Abhandlungen. Bd. V, M. 4, 1894.
103. I. F. Bubendey. Die Temperatur des fließenden Wassers zur Zeit der Eisbildung. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. M. I, 1894.
104. А. И. Воейков. Климаты земного шара, в особенности России. СПб., 1884.
105. А. И. Воейков. О температуре вод. Предварительное сообщение. Журнал Русского физико-химического общ., отд. физический, т. 20, вып. 4, 1884.
106. А. И. Воейков. Температура родниковой воды в разных расстояниях от истока. «Метеорологический вестник», т. XV. СПб., 1905.
107. А. И. Воейков. О статье Богомолва «Температура Днепра и воздуха над водой». «Метеорологический вестник», № 2. СПб., 1903.
108. А. И. Воейков. Соотношение температур воздуха и поверхности воды. Зап. по гидрологии, вып. 30. СПб., 1909.
109. В. Б. Шостакович. Толщина льда на водоемах Восточной Сибири. Изв. Российской академии наук, т. XVII, вып. 5, 1902.
110. В. Б. Шостакович. О вскрытии и замерзании рек. «Метеорологический вестник», т. XIII. СПб., 1903.
111. В. Б. Шостакович. О вскрытии и замерзании рек и о зависимости между замерзанием и высотой уровня. Сб. С.-Петербургского округа путей сообщения, вып. 5. СПб., 1906.
112. В. Б. Шостакович. О температуре рек Восточной Сибири. Зап. Академии наук, т. XX, № 4, 1907.
113. В. Б. Шостакович. Температура рек Сибири и количество переносимого ими в Северный Ледовитый океан тепла. Зап. по гидрографии, вып. 41, 1911.
114. В. Б. Шостакович. Температура рек Восточной Сибири. Тр. Иркутской магнитной и метеорологической обсерватории, № 2—3. Иркутск, 1928.
115. М. С. Пенкевич. Температурный режим реки Невы. Изв. ГГИ, № 8. Л., 1924.
116. Г. Ю. Верещагин. Материалы к познанию р. Ангары между Байкалом и Б. Мамырю. Тр. Байкальской лимнологической станции, т. IV. Л., Изд. АН СССР, 1933.
117. O. Devik. Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildung in wasserlaufen norwegische Verhältnisse angewand Geofysike Publikasjoner, vol. IX, № 1, Oslo, 1932.
118. П. П. Кузьмин. Тепловой баланс реки в период ее охлаждения. «Метеорология и гидрология», № 5, 1946.
119. Е. М. Соколова. Термический режим рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 30 (84). Л., Гидрометеиздат, 1951.
120. O. Eckel. Zur Thermik der Fließgewässer über die Änderung der wassertemperatur entlang des Flußlaufs. Wetter und Leben, Sonderheft 2, 1953.
121. Л. Г. Шуляковский. К методике краткосрочных прогнозов замерзания и вскрытия рек. Тр. ЦИП, вып. 5 (32). М. — Л., Гидрометеиздат, 1947.

122. А. А. Гирс. Многолетние преобразования форм атмосферной циркуляции и изменения солнечной активности. «Метеорология и гидрология», № 10, 1956.
123. М. А. Рыкачев. Вскрытие и замерзание вод в Российской империи. СПб., 1886.
124. К. С. Веселовский. О климате России. СПб., 1857.
125. Е. Ней. Вскрытие и замерзание р. Волги. Сб. тр. кабинета физической географии императорского С.-Петербургского университета, вып. 3. СПб., 1906.
126. А. И. Воейков. По поводу статьи Шостаковича о вскрытии и замерзании рек. «Метеорологический вестник», т. 13. СПб., 1903.
127. В. Ю. Визе. О предсказании времени вскрытия р. Невы. Изв. ГГИ, № 17. Л., 1926.
128. Н. А. Ширкина. Синоптические условия замерзания рек Европейской части СССР. Геофизический сб., т. VII, вып. 2. Л., 1930.
129. М. В. Ловейко. Синоптические условия вскрытия рек ЕТС. Геофизический сб., т. VII, вып. 2. Л., 1930.
130. И. П. Семенов-Тянь-Шанский. О предсказании сроков вскрытия рек по методу мировой погоды. Тр. ГГИ, вып. 9. Л., 1930.
131. Н. Ф. Богданов и О. А. Спенглер. О методике обработки наблюдений над вскрытием и замерзанием вод. Сб. «IV Гидрологическая конференция Балтийских стран», т. II. Гидрология суши. Л., Изд. ГГИ, 1933.
132. Ф. И. Быдин. Вскрытие и замерзание рек. Тр. ГГИ, вып. 5. Л. 1933.
133. Ф. И. Быдин. Опыт долгосрочного прогноза замерзания водоемов СССР. Изв. ГГИ, № 66. Л., 1934.
134. Ф. И. Быдин. Исследование в области методики прогнозов по ледовому режиму. Изв. НИИГИ, т. 16. Л., 1935.
135. Ф. И. Быдин. Прогнозы замерзания и вскрытия р. Свири по температуре почвы. Сб. «Свирьстрой», № 10, 1936.
136. Г. Р. Брегман. О фоновых прогнозах вскрытия рек. Тр. научно-исследовательских учреждений ГУГМС, сер. IV, вып. 3. М. — Л., 1941.
137. Г. Я. Вангенгейм. Долгосрочный прогноз температур воздуха и вскрытия рек. Тр. ГГИ, вып. 10. М. — Л., Гидрометеиздат, 1940.
138. Г. Я. Вангенгейм. Предсказание сезонных распределений метеорологических элементов. Изв. АН СССР, сер. географическая и геофизическая, № 3. М. — Л., 1941.
139. А. А. Бастужева. Метеосиноптический анализ раннего осеннего ледохода на реках Европейской части СССР. Тр. ГГИ, вып. 10. М. — Л., Гидрометеиздат, 1940.
140. Л. Г. Шуляковский. Зависимость вскрытия рек от величины бассейна и краткосрочный фоновый прогноз вскрытия (на примере бассейна Верхнего Днепра). Тр. ЦИП, вып. 2 (29). М. — Л., Гидрометеиздат, 1947.
141. Л. Г. Шуляковский. Вскрытие и очищение от льда речных зон и заливов водохранилищ в зависимости от гидрометеорологических условий и режима эксплуатации. Тр. ЦИП, вып. 34 (61). М. — Л., Гидрометеиздат, 1954.
142. В. Д. Комаров. Методы краткосрочных прогнозов времени появления сала и установления ледостава на реках бассейна р. Волги выше устья р. Камы. Тр. ЦИП, вып. 2 (29). М. — Л., Гидрометеиздат, 1947.
143. З. И. Улицина. Опыт разработки методики долгосрочного прогноза замерзания рек бассейна верхней Волги. Тр. ЦИП, вып. 23 (50). М. — Л., Гидрометеиздат, 1951.
144. И. В. Балашова. Краткосрочные прогнозы замерзания зарегулированных рек (на примере верхней Волги). Тр. ЦИП, вып. 34 (61). М. — Л., Гидрометеиздат, 1954.
145. С. Н. Булатов. Краткосрочный прогноз вскрытия Волги в районах строительства Куйбышевской и Сталинградской ГЭС. Тр. ЦИП, вып. 34 (61). М. — Л., Гидрометеиздат, 1954.

146. В. Б. Шостакович. Периоды повышенной и пониженной активности в геофизических и биологических явлениях. Тр. Иркутской магнитной и метеорологической обсерватории, № 4. Иркутск, 1929.
147. Л. С. Берг. Высыхает ли Средняя Азия? Изв. ГГО, т. LXI. СПб., 1905.
148. Л. С. Берг. Основы климатологии, изд. 2-е. Л., 1938.
149. Л. С. Берг. Географические зоны Советского Союза, изд. 3-е, т. 1—2. М., 1947—1952.
150. Л. С. Берг. Климат и жизнь, изд. 2-е. М., 1947.
151. Л. С. Берг. О проблематичном усыхании степей и пустынь. Изв. АН СССР, сер. географическая, № 5, 1953.
152. Е. С. Рубинштейн. К проблеме изменения климата. Тр. НИИ ГУГМС СССР, сер. I, вып. 22. М.—Л., Гидрометеиздат, 1946.
153. Е. С. Рубинштейн. Об изменении климата СССР за последние десятилетия. Сб. «А. И. Воейков и современные проблемы климатологии». Гидрометеиздат, 1956.
154. Б. Д. Зайков. Многолетние колебания стока р. Волги и уровня Каспийского моря. Тр. по комплексному изучению Каспийского моря, т. X. М.—Л., Изд. АН СССР, 1949.
155. А. А. Соколов. Изменение сроков вскрытия и замерзания р. Невы в связи с потеплением климата. «Метеорология и гидрология», № 10, 1953.
156. Л. С. Аносова. Изменение сроков вскрытия и замерзания р. Западной Двины в связи с потеплением климата. «Метеорология и гидрология», № 6, 1955.
157. Л. К. Давыдов. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Л., Гидрометеиздат, 1947.
158. А. В. Шнитников. Общие черты циклических колебаний уровня озер и увлажненности территории Евразии в связи с солнечной активностью. Бюллетень комиссии по исследованию Солнца, № 3—4 (17—18). М.—Л., Изд. АН СССР, 1949.
159. А. В. Шнитников. Внутривековые колебания уровня степных озер. Тр. лаборатории озерадения, т. 1. М.—Л., Изд. АН СССР, 1950.
160. А. В. Шнитников. Изменение общей увлажненности материков северного полушария. Зап. Географического общ. СССР, т. 16. М.—Л., Изд. АН СССР, 1957.
161. В. Б. Шостакович. О вскрытии рек Восточной Европы. Тр. Иркутской магнитной и метеорологической обсерватории, № 4. Иркутск, 1929.
162. В. Б. Шостакович. Периодичность в ходе климатических элементов. Тр. Иркутской магнитной и метеорологической обсерватории, № 4. Иркутск, 1929.
163. В. Б. Шостакович. О зависимости между изменчивостью солнечных пятен и климатическими элементами. Тр. Иркутской магнитной и метеорологической обсерватории, № 4. Иркутск, 1929.
164. В. Б. Шостакович. К вопросу о ленточных глинах. Тр. Иркутской магнитной и метеорологической обсерватории, № 4. Иркутск, 1929.
165. В. Б. Шостакович. Периодичность в климатических явлениях. Тр. Иркутской магнитной и метеорологической обсерватории, № 4. Иркутск, 1929.
166. А. Г. Пронин. Колебание сроков вскрытия крупных рек Азиатской части СССР за отдельные годы и эпохи. Вестник ЛГУ, сер. географии и географии, № 7, 1954.
167. А. А. Гирс. К вопросу об изучении общей циркуляции атмосферы. Изв. АН СССР, сер. географии и геофизики. М., 1955.
168. А. А. Гирс. Особенности многолетних колебаний циркуляции атмосферы в отдельных месяцах года. «Метеорология и гидрология», № 2, 1958.
169. Г. П. Калинин. Главнейшие метеорологические факторы годового стока. Тр. ЦИП, вып. 4 (31). Гидрометеиздат, 1947.
170. П. И. Милюков. Методика прогноза зимнего стока р. Волги по запасам воды в речной сети. Тр. ЦИП, вып. 39 (66). Гидрометеиздат, 1955.
171. Б. Д. Зайков. Средний сток и его распределение в году на терри-

тории СССР. Тр. НИИ ГУГМС СССР, сер. IV, вып. 40. М.—Л., Гидрометеоздат, 1946.

172. М. П. Распопов. Районирование подземных вод равнины Европейской части СССР по условиям их стока в реки. Тр. ГГИ, вып. 27 (81). Гидрометеоздат, 1950.

173. М. Е. Шевелев. Метод расчета обеспеченных минимумов речного стока. «Метеорология и гидрология», № 8, 1938.

174. Н. Д. Антонов. Минимальный сток рек СССР. Тр. НИИ ГУГМС СССР, вып. 2. Гидрометеоздат, 1941.

175. А. М. Норватов. Минимальный сток малых рек в связи с подземным питанием. Тр. ГГИ, вып. 2 (81). Гидрометеоздат, 1952.

176. П. С. Кузин. Многолетние колебания водоносности рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 38 (92). Гидрометеоздат, 1953.

177. Т. Н. Кочукова. Колебания годового стока рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 50, Л., Гидрометеоздат, 1955.

178. Ф. И. Быдин. Методика анализа водных ресурсов в зависимости от атмосферных осадков. Географический сб. VI. Географ. общ. СССР, Л., 1954.

179. К. Л. Попова. Долгосрочный прогноз минимальных расходов легкой и зимней межени на примере р. Москвы. Тр. ЦИП, вып. 12 (39). Гидрометеоздат, 1949.

180. H. Bollmann. Ein Charakterbild des Abflußjahres 1953 und Ausblick auf das Abflußjahr 1954. Wasserwirtschaft, Wassertechnik, 1954, 4, N 8.

181. R. L. Cushman, L. C. Halpenny. Effect of western drought on the water resources of Safford Valley, Arizona, 1940—1952. Trans. Amer. Geophys. Union, 1955, 36, N 1, 87—94.

182. П. Д. Одиногорец. Минимальный сток на территории Азиатской части СССР. Сб. ГГИ, № 1. М.—Л., Гидрометеоздат, 1938.

183. П. С. Кузин. Гидрологический режим и сток рек южных районов Западной Сибири, Северного и Центрального Казахстана. Л., Гидрометеоздат, 1953.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Определение понятия «зимний сезон» и классификация рек по зимнему режиму	5
Определение понятия «зимний сезон»	—
Классификация рек по зимнему режиму	6
Характеристика режима рек в различные периоды зимнего сезона	21
Глава II. Режим рек в предледоставный период	23
Режим уровней	—
Связь режима уровней с температурами воздуха	32
Изменение водоносности рек	43
Глава III. Режим рек в период ледостава	53
Режим уклонов водной поверхности рек и коэффициентов шероховатости	—
Метод вычисления расходов воды в период ледостава	64
Глава IV. Процесс вскрытия рек	76
Типы вскрытия рек	—
Явления, сопутствующие вскрытию	80
Глава V. Режим ледяного покрова и температур речных вод в весенний период	111
Режим ледяного покрова	—
Режим температур	123
Глава VI. Скорость распространения вскрытия на крупных реках	137
Глава VII. Сроки вскрытий и замерзаний рек СССР	186
Сведения по истории исследований	—
Многолетние изменения сроков вскрытий и замерзаний рек СССР	191
Глава VIII. Речной сток в зимний сезон	203
Водоносность рек в зимний сезон и ее колебания в многолетнем периоде	—
Минимальные расходы рек в зимний сезон	213
Выводы	229
Заключение	231
Литература	232

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
32	10 снизу (табл. 6)	—125	—1257
51	6 сверху (подпись к рис. 16)	подпора	подхода
62	14 снизу (подпись к рис. 19)	1938/39 гг. по	1938/39 гг. <i>т</i> ° по
82	Подпись к рис. 22	<i>I</i>	<i>II</i>
82	Там же	<i>II</i>	<i>I</i>
94	6 снизу (подпись к рис. 35)	<i>2</i>	<i>3</i>
94	Там же	<i>3</i>	<i>2</i>
95	Подпись к рис. 36	<i>1</i> — в п с. Абаканов Перевоз, 1936 г.; <i>2</i> — в п с. Осиновский Порог, 1937 г.; <i>3</i> — в п с. Бахта, 1938 г.; <i>4</i> — в п г. Игар- ка, 1939 г.	<i>1</i> — в п с. Абаканов Перевоз; <i>2</i> — в п с. Оси- новский Порог; <i>3</i> — в п с. Бахта; <i>4</i> — в п г. Игарка.
98	Подпись к рис. 37	<i>1</i>	<i>2</i>
98	Там же	<i>2</i>	<i>1</i>
105	6 сверху	Днепро́вска	Днепронетровска

12 р. 85 к.

ЧИТ. ЗАЛ
ГПНТБ СОС

18530

Д1

18496